

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE
LABORATOIRE DE GEODYNAMIQUE DES CHAINES ALPINES

THESE

Présentée par

Christian SUE

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER – GRENOBLE I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Géophysique – Géochimie - Géomécanique**

Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes

Approche structurale et sismologique

Soutenue le 5 novembre 1998 devant la commission d'examen

M. M. CAMPILLO	<i>Président</i>
M. P. LEDRU	<i>Rapporteur</i>
M. P. MOLNAR	<i>Rapporteur</i>
M. M. CATTANEO	<i>Examineur</i>
M. N. DEICHMANN	<i>Examineur</i>
M. F. THOUVENOT	<i>Directeur de thèse</i>
M. P. TRICART	<i>Directeur de thèse</i>

*Quelle étrange lueur envahit les vallons
Comme un pâle reflet d'aurore !
Elle se niche aux creux les plus profonds,
Jusqu'au fond de l'abîme on l'aperçoit encore.
Un brouillard monte ici, là courent des vapeurs,
Une nuée ardente émane de la terre,
Se dispersant là-bas, se rejoignant ailleurs
En capricieuse rivière.
Elle serpente un long moment
En cent ruisseaux par la vallée,
Puis, dans cette combe étranglée,
Soudain se morcelle à présent.
Je vois voler des étincelles
En sable d'or autour de moi
Et, regarde, du haut en bas, splendeurs nouvelles,
S'embraser toute la paroi !*

Johann Wolfgang von Goethe – Faust

A mes parents, A Marie

Avant-propos

Au terme de cette aventure, je mesure combien ce mémoire serait loin de sa forme actuelle sans la participation de nombreuses personnes. Tout au long des trois années passées, j'ai eu l'opportunité de travailler dans différents domaines des sciences de la terre, avec, à chaque fois, de nouveaux interlocuteurs plus passionnés et passionnants les uns que les autres. Que tous ceux qui ont participé et entretenu les discussions sur les différents aspects de ce mémoire soient ici chaleureusement remerciés.

Je tiens en premier lieu à exprimer toute ma gratitude à Michel Campillo, Marco Cattaneo, Nicolas Deichmann, Patrick Ledru et Peter Molnar, qui me font l'honneur de juger ce travail.

Je remercie M. Tardy, G. Poupinet et M. Campillo de m'avoir accueilli dans leurs laboratoires. Ce travail est intégré au programme de recherche GéoFrance3D-Alpes qui a permis de financer les campagnes de terrain. Je tiens à souligner que ce programme a surtout fourni un cadre scientifique particulièrement motivant pour cette étude lors de nombreux congrès et réunions scientifiques. Je sais gré à son responsable, P. Ledru, de m'avoir accordé sa confiance.

Je suis très reconnaissant à mes directeurs de thèse François Thouvenot et Pierre Tricart de m'avoir laissé une grande liberté de choix quant aux orientations à donner à ma thèse. Je remercie François Thouvenot de m'avoir enseigné avec patience le traitement des données sismologiques, et surtout la minutie indispensable à ce travail. Je dois beaucoup à l'enthousiasme de Pierre Tricart, à ses enseignements sur la tectonique de terrain, et aux nombreuses discussions fructueuses que nous avons eues. Je souhaite que cette thèse leur fasse honneur.

Cette étude présente l'avantage (et l'inconvénient...) d'être pluridisciplinaire. J'ai donc eu l'occasion de travailler avec de nombreux chercheurs. Je tiens à remercier chaleureusement Nicole Bethoux, Julien Fréchet, Jean-Robert Grasso, Joseph Martinod, Anne Paul, Jean-Charles Thomas, Gérard Vidal, que j'ai dérangés plus souvent qu'à leur tour ! Une mention spéciale va à Gilles Ménard, « génialpin » passionnant et insatiable, qui, je l'espère, trouvera ici quelques pierres de plus pour son ciment. Je remercie aussi tous ceux qui m'ont accueilli dans leurs laboratoires pour des sessions de travail : M. Cattaneo (IGG, Gênes), J. Chorowicz (LGS, Paris VI), P. Choukroune et B. Simon (CEREGE, Aix en Provence), G. Vidal (ENS, Lyon) et T. Villemin (LGCA, Chambéry). Je remercie également M. Cattaneo, N. Deichmann et M. Burkhard pour leurs apports sur la tectonique des Alpes suisses et italiennes et pour les documents qu'ils m'ont communiqués.

Une partie de ce travail est basée sur une analyse de terrain. Je suis reconnaissant à tous ceux avec qui j'ai pu discuter « devant l'affleurement ». Je pense tout particulièrement à Pierre qui

m'a accompagné de nombreuses fois et m'a fait découvrir le Queyras et le Briançonnais (tout autant que la tectonique cassante !), mais aussi, entre autres, à J.P. Bouillin, M. Fort, J.M. Lardeaux, P. Ledru, et à celles et ceux qui ont suivi les excursions que j'ai encadrées dans le briançonnais.

Je sais gré à A. Pêcher (en plus des sorties en montagne...) et à T. Villemin de m'avoir fourni leurs programmes de traitement de données structurales. La qualité des données sismologiques sur lesquelles j'ai pu travailler résulte de plusieurs années de travail de toute « l'équipe Sismalp » (J. Fréchet, R. Guiguet, L. Jenatton, F. Thouvenot). Je les en remercie vivement. Merci aussi à C. Pequegna qui assure en permanence un réseau informatique irréprochable au LGIT et à l'ensemble des ingénieurs, techniciens et secrétaires du LGCA et du LGIT. Je souhaite également témoigner de mon amitié envers celles et ceux, thésard ou DEA, qui ont contribué à faire de ces trois années une expérience enrichissante et unique. Je les en remercie collectivement.

Mes différents séjours dans le Briançonnais et le Queyras n'auraient pas eu la même quiétude sans l'hospitalité de la famille Thillet, à Villard St. Pancrace. Je suis aussi très reconnaissant à Pierre de m'avoir hébergé de nombreuses semaines à L'Argentière - la Bessée, ainsi qu'à S. Schwartz de m'avoir accueilli à Aiguilles.

Un grand merci, au vol, à C. Kerckhove, à qui je dois d'avoir découvert une autre facette de mon terrain de thèse, la plus impressionnante sans nul doute, vu « d'en haut » ; ou comment étudier un MNT grandeur nature !

Je tiens à exprimer ici ma profonde gratitude à Jean-Luc Bouchardon, dont la passion communicative m'a donné l'envie, il y a quelques années, de suivre le sentier escarpé qui passe par une thèse...

Je pense enfin à ma famille qui m'a soutenu et encouragé tout au long de mes études, et à Marie qui m'accompagne sur ce sentier et sur d'autres chemins de lumières.

~

Table des matières

Liste des figures	x
Liste des tableaux	xiii
Résumé	xiv
Abstract	xv

PREMIERE PARTIE

Objets et méthodes.....1

Chapitre I.1 – Le problème posé et les méthodes utilisées : Intérêts d’une approche pluridisciplinaire.....4

1. Objectifs et évolution du sujet	4
2. Méthodologie	7
3. Plan de l’ouvrage	7

Chapitre I.2 – Introduction sur l’histoire tectonique des Alpes occidentales.....9

1. Généralités	9
2. L’empreinte hercynienne dans la tectonique alpine	10
3. De l’ouverture océanique à la collision continentale	10
4. Une collision polyphasée complexe	11
5. Tectonique oligo-miocène <i>versus</i> tectonique plioquaternaire	13

DEUXIEME PARTIE

La déformation cassante : ultime épisode tectonique entre Pelvoux, Argentera et Viso.....15

Chapitre II.1 – Analyses géométrique et cinématique de la fracturation.....18

1. Analyse de terrain et schéma structural	18
1.1. Les travaux antérieurs	18
1.2. L’outil cartographique	19
1.3. Exemple d’étude de terrain : le site du Mélezin	22
1.4. Caractères généraux de la fracturation tardi-alpine	23
1.4.1. La fracturation comme dernière phase de déformation alpine	23
1.4.2. Une déformation cassante polyphasée ?	27
1.4.3. Un épisode tectonique cassant anté-extension ?	29

2. L'approche morphotectonique	31
2.1. Photographie aérienne	31
2.2. Télédétection satellitaire	31
2.2.1. Images SPOT	31
2.2.2. Imagerie radar	35
2.3. L'apport des MNT	37
3. Cartographie du réseau de failles	43
4. Le problème de la datation : un régime tectonique plio-quaternaire ?	46
4.1. Arguments indirects	46
4.2. Indices néotectoniques sensu stricto	46
4.3. Un indice sédimentaire	47
4.4. Analyse de profils en long dans le bassin de la Haute Durance	49
4.5. Analyse d'une zone active : le site entre la Mortice et la Font Sancte	51
4.6. Conclusions sur la datation déformation cassante tardi-alpine	60
5. Conclusions sur l'analyse cinématique du réseau de failles tardives	61

Chapitre II.2 - Analyse micro-structurale.....63

1. Rappels méthodologiques	63
1.1 Conventions, définitions	63
1.2 Hypothèses de base	64
1.3 Développement des méthodes d'inversion	64
1.4 Procédures utilisées	65
2. Analyses de sites caractéristiques	65
2.1 Les différents types de tenseurs calculés	65
2.2 Relations macro/micro-tectonique : quelques illustrations	67
3. Analyse des champs de contraintes	71
3.1 La base de données	71
3.2 Cartes synthétiques	74
3.2.1 Présentation et conventions	74
3.2.2 Jeu normal	74
3.2.3 Jeux décrochants	75
3.2.4 Un régime tectonique global ?	79
3.3 Caractéristiques statistiques de la population de tenseurs	79
4. Conclusions sur l'analyse micro-structurale	83

Chapitre II.3 – Synthèse et interprétations sur la déformation cassante tardi-alpine.....83

1. Le front pennique crustal : un jeu tardif en extension ?	84
<i>Late brittle extension in the Briançonnais nappes above the Frontal Pnnine Thrust, SE of the Pelvoux massif (Western Alps): structural field data and paleostress inversion</i>	
Article accepté aux <i>Eclogae Geologicae Helvetiae</i>.....85	
2. Essai interprétatif sur la place du régime tectonique transtensif dans la tectonique alpine	109
2.1. Elargissements régionaux	109
2.1.1. Vers l'Est	109
2.1.2. Vers le Nord	109
2.1.3. Vers le Sud	110
2.1.4. Vers l'Ouest	111
2.2. Interprétations mécaniques	111

TROISIEME PARTIE

Cinématique et champ de contraintes actuels de l'arc alpin occidental : approche sismotectonique.....115

Chapitre III.1 – Introduction sur la sismotectonique de l'arc alpin occidental.....117

1. Les travaux antérieurs	117
1.1. Sismicité historique	117
1.2. Sismicité instrumentale	119
2. Présentation de la base de donnée	123
2.1. Le réseau Sismalp	123
2.2. L'apport des données italiennes	125
2.3. Les données de la campagne d'acquisition GéoFrance3D	126
2.4. Exemples de signaux sismiques	127
2.5. Le problème de la sismicité artificielle	131

Chapitre III.2 - Sismotectonique de la zone cible : quelles relations avec la tectonique tardi-alpine ?.....133

1. Localisation des séismes	133
1.1. Localisation de routine	133
1.1.1. Présentation générale	133
1.1.2. Contrôle de la qualité des localisations	136
1.2. Modèle de vitesse 1D amélioré	138
1.3. Modèle de vitesse 3D	142
1.3.1. Présentation du modèle de vitesse	142
1.3.2. Comparaison des modèles MIN1D et 3D	145
1.4. Conclusions sur les différentes localisations	147
2. Calcul des solutions focales	149
2.1. Présentation générale	149
2.2. Elaboration de la base de donnée des solutions focales : modèle de vitesse 1D	150
2.3. Modèle de vitesse 3D	155
2.4. Comparaisons	158
3. Une synthèse régionale sismotectonique - géologie structurale	160
3.1. Analyse sismotectonique régionale	160
3.1.1. Sismotectonique et failles actives	160
3.1.2. Analyse régionale des solutions focales	163
3.1.3. Coupes sismotectoniques	168
3.2. Analyses sismotectoniques locales	168
3.2.1. La région de Briançon : faille de la Durance	168
3.2.2. L'Ubaye : faille de Serenne	170
3.3. Tectonique tardi-alpine et tectonique active : comparaison	174

Chapitre III.3 - Sismotectonique des zones internes de l'arc alpin occidental.....177

1. Le nord de l'« arc sismique » briançonnais	177
1.1. Solutions focales	177
1.2. Analyse sismotectonique	179
2. L'« arc sismique » piémontais	181
2.1. Amélioration des localisations	181

2.2. Solutions focales	186
2.3. Analyse sismotectonique	188
3. La campagne d'acquisition GéoFrance3D	190
3.1. Solutions focales	190
3.2. Analyse sismotectonique	193
4. Sismotectonique des Alpes occidentales et structures crustales	195
4.1. Synthèse et interprétation tectoniques	195
4.2. Sismicité et structures	201
4.2.1. Le front pennique crustal	201
4.2.2. Le corps d'Ivrée	202
4.2.3. Analyse comparative	204

Chapitre III.4 - Le champ de contrainte actuel de l'arc alpin occidental vu par la sismotectonique.....209

1. Rappels méthodologiques	209
2. Une extension radiale généralisée des zones internes	211
<i>Earthquake analysis reveals widespread extension in the core of the westerns Alps</i>	
Article soumis au <i>Journal of Geophysical Research</i>212	
3. Inversion des données de la campagne GéoFrance3D	230
4. Synthèse sur le champ de contraintes actuel de l'arc alpin occidental	233
4.1. Méthodes	233
4.2. Le champ de contraintes européen (« 1 ^{er} ordre »)	234
4.3. Le champ de contraintes dans l'arc alpin externe (« 2 ^{ème} ordre »)	234
4.3.1. La partie septentrionale des Alpes occidentales externes	234
4.3.2. Des Préalpes au sud du Pelvoux	235
4.3.3. L'extrême sud de l'arc alpin occidental et la mer Ligure	235
4.4. Le champ de contraintes des zones internes de l'arc alpin occidental (« 3 ^{ème} ordre »)	235
4.5. Conclusions sur le champ de contraintes de l'arc alpin occidental	237

QUATRIEME PARTIE

Déformation active entre Pelvoux et Queyras : la géodésie comme outil de mesure.....239

<i>Active deformation measured using GPS in the internal nappes of the western Alps (Briançonnais and Queyras area)</i>	
Article soumis a <i>Tectonophysics</i>242	

CINQUIEME PARTIE

Quel modèle géodynamique pour l'arc alpin occidental actuel ?.....257

Chapitre V.1 – Synthèses cinématiques.....259

1. Synthèse des données nouvelles à l'échelle de la zone cible	259
2. La place des données nouvelles dans l'arc alpin occidental : aspect cinématique	260

Chapitre V.2 – Implications géodynamiques.....267

1. Structures crustales et lithosphériques : un cadre géométrique	267
1.1. Structures crustales	267
1.2. La place de l'extension dans la croûte alpine	270
1.3. Structures lithosphériques	272
2. Principaux modèles d'extension syn-convergence	275
2.1. Etalement de lithosphère surépaissie en contexte de convergence ou non	275
2.2. Réajustement gravitaire au sein d'un prisme d'accrétion	277
2.3. Passage sur une rampe profonde	277
2.4. Extrusion latérale	278
2.5. Transtension	279
2.6. Retrait de panneau plongeant	279
2.7. Détachement de racine lithosphérique ou de panneau plongeant	280
3. Esquisse d'un modèle géodynamique pour l'arc alpin actuel	281
3.1. Dynamique lithosphérique : forces aux limites versus forces de volume	281
3.2. L'arc alpin occidental : un contexte géodynamique complexe	286
4. L'extension des Alpes occidentales internes dans la géodynamique alpine	287

BIBLIOGRAPHIE

.....289

ANNEXES

.....300

- A - Profils en long des rivières du bassin de la Haute Durance
B - Stéréogrammes des tenseurs inversés d'après les données microtectoniques
C.1 – Solutions focales non triées de la zone cible
C.2 – Solutions focales non triées de l'arc briançonnais nord
C.3 – Solutions focales non triées de l'arc piémontais

LISTE DES FIGURES

Première partie

Figure 1.1 : MNT des Alpes de Nice à Vienne.	3
Figure 1.2 : Schéma structural des Alpes occidentales.	5
Figure 1.3 : MNT des Alpes occidentales.	6
Figure 1.4 : Les chaînes périméditerranéennes (d'après Lemoine, inédit).	9
Figure 1.5 : Trois stades du développement de la Téthys (d'après Lemoine <i>et al.</i> , 1986).	11
Figure 1.6 : Les plissements superposés dans les chaînes subalpines (d'après Lemoine, 1972).	12
Figure 1.7 : Les principaux événements tectoniques des Alpes occidentales (d'après Tricart, 1980).	13

Deuxième partie

Figure 2.1 : Localisation de la zone cible par rapport aux structures de l'arc alpin occidental.	17
Figure 2.2 : Les failles longitudinales de la région de Briançon (d'après Baféty <i>et al.</i> , 1968).	18
Figure 2.3 : Schéma structural de la zone cible.	20
Figure 2.4 : Colonnes stratigraphiques des nappes briançonnaises.	21
Figure 2.5 : Exemple d'analyse structurale multi-échelle : le site du Mélezin.	24
Figure 2.6 : Illustration de la fracturation normale tardi-alpine à différentes échelles.	26
Figure 2.7 : Illustration des rejeux décrochants.	28
Figure 2.8 : Exemple d'analyse de fentes de tension.	30
Figure 2.9 : Résultat de l'analyse stéréophotographique du réseau de failles tardives de la zone cible.	32
Figure 2.10 : Localisation du couple d'images SPOT utilisé.	33
Figure 2.11 : Image SPOT panchromatique de la région étudiée.	34
Figure 2.12 : Interprétation succincte de l'image SPOT.	35
Figure 2.13 : Image radar de la région de Briançon.	36
Figure 2.14 : Localisation des points d'amer utilisés pour le calcul du MNT à partir des d'images SPOT.	37
Figure 2.15 : MNT calculé à partir du couple d'images SPOT (pas de 80 m).	39
Figure 2.16 : MNT du secteur de la Tête d'Oréac (pas de 10 m).	39
Figure 2.17 : Blocs diagrammes du MNT complet (vues vers le NE et vers le SE).	40
Figure 2.18 : Exemple de traitements appliqués au MNT : les filtrages directionnels.	42
Figure 2.19 : Schéma structural synthétique de la fracturation dans les Alpes sud-occidentales.	44
Figure 2.20 : Carte des indices néotectoniques et des remplissages karstiques striés.	48
Figure 2.21 : Carte des anomalies relevées sur les profils de rivières du bassin de la Haute-Durance.	50
Figure 2.22 : Blocs diagrammes du secteur de la Mortice – Font Sancte (vues vers le sud et le SE).	52
Figure 2.23 : Schéma de la fracturation 3D du secteur de la Mortice – Font Sancte.	53
Figure 2.24 : Schéma de la fracturation entre le Vallon Laugier et le pic de la Font Sancte (Ubaye).	54
Figure 2.25 : Quelques illustrations de la fracturation du secteur de la Mortice – Font Sancte.	56
Figure 2.26 : Localisation du mécanisme au foyer du séisme de Serenne (1959).	60
Figure 2.27 : Exemples de tenseurs représentatifs du régime de contraintes tardi-alpin dans la zone cible.	66
Figure 2.28 : Relation entre macro et microtectonique : le site du Rocher Blanc.	68
Figure 2.29 : Exemple de site polyphasé : la Croix de la Salcette.	69
Figure 2.30 : Exemple de site basculé : le Vallon de Mary.	70
Figure 2.31 : Localisation des sites microtectoniques.	72
Figure 2.32 : Carte de tenseurs associés au jeu normal.	76
Figure 2.33 : Cartes de tenseurs associés au jeu décrochant.	77
Figure 2.34 : Cartes comparatives entre le jeu normal et le jeu décrochant.	78
Figure 2.35 : Stéréogrammes des axes σ_1 , σ_2 et σ_3 pour les jeux normaux et décrochants.	80
Figure 2.36 : Histogrammes de rapports ϕ pour les jeux normaux et décrochants.	81
Figure 2.37 : Stéréogramme des meilleurs axes de contraintes pour les jeux normaux et décrochants.	82

- Figure 1 : Carte de localisation du secteur étudié
 Figure 2 : Les principales unités structurales et le réseau de failles tardives au SE du Pelvoux.
 Figure 3 : Panorama de la Tête d'Oréac.
 Figure 4 : Superposition de structures extensives et compressives.
 Figure 5 : Ecaille pincée dans le front briançonnais redécoupée par des failles normales.
 Figure 6 : La faille du col de la Pousterle.
 Figure 7 : Localisation des sites de mesures.
 Figure 8 : Carte cinématique de l'extension cassante tardive.
 Figure 9 : Carte cinématique des jeux décrochants dextres.
 Planche 1 : Paléo-tenseurs des contraintes associés à l'extension du secteur de la Tête d'Oréac.
 Planche 2 : Paléo-tenseurs des contraintes associés aux décrochements du secteur de la Tête d'Oréac.
 Planche 3 : Paléo-tenseurs des contraintes associés à l'extension du secteur de la Barre du Treuil.

- Figure 2.38 : Régime tectonique post-miocène dans les Alpes sud-occidentales (Labaume *et al.*, 1989). 110
 Figure 2.39 : Carte tectonique synthétique des Alpes occidentales pour les déformations « récentes ». 114

Troisième partie

- Figure 3.1 : Carte de sismicité historique (d'après Rothé, 1941). 117
 Figure 3.2 : Localisation des différentes zones étudiées. 118
 Figure 3.3 : Sismicité historique et instrumentale des Alpes occidentales (d'après Ménard, 1988). 119
 Figure 3.4 : Carte des axes P dans les Alpes (d'après Ahorner, 1972). 120
 Figure 3.5 : Cartes des axes P dans les Alpes occidentales (d'après Pavoni, 1986). 121
 Figure 3.6 : Carte sismotectonique des Alpes occidentales (d'après Ménard, 1988). 122
 Figure 3.7 : Localisation des stations sismiques des réseaux Sismalp, IGG et GéoFrance3D. 124
 Figure 3.8 : Exemple de solution focale calculée avec les données GéoFrance3D. 126
 Figure 3.9 : Histogramme du nombre annuel de mécanismes au foyer. 127
 Figure 3.10 : Exemple de sismogramme enregistré durant la campagne GéoFrance3D. 128
 Figure 3.11 : Exemple de sismogramme enregistré à la station VARR lors du séisme de la figure 3.10. 130
 Figure 3.12 : Histogrammes quotidiens et hebdomadaires (base de données Sismalp). 131
 Figure 3.13 : Localisation préliminaire des 2088 séismes étudiés dans la zone cible. 134
 Figure 3.14 : Histogramme des profondeurs. 135
 Figure 3.15 : Histogramme des magnitudes. 135
 Figure 3.16 : Histogramme des rms. 136
 Figure 3.17 : Diagramme des rms en fonction du nombre d'observations. 137
 Figure 3.18 : Histogramme des lacunes azimutales. 137
 Figure 3.19 : Modèle de vitesse « MIN1D ». 138
 Figure 3.20 : Carte des déplacements des épicentres entre les localisations R et MIN1D. 139
 Figure 3.21 : Histogramme et diagramme des rms en fonction du nombre d'observations (MIN1D). 140
 Figure 3.22 : Histogramme des déplacements hypocentraux (entre les localisations R et MIN1D). 140
 Figure 3.23 : Diagramme de répartition des déplacements horizontaux en fonction de la lacune azimutale. 141
 Figure 3.24 : Modèle de vitesse « 3D » pour les Alpes sud-occidentales (d'après Paul *et al.*, 1998). 143
 Figure 3.25 : Carte des déplacements des épicentres entre les localisations MIN1D et 3D. 144
 Figure 3.26 : Histogrammes comparatifs des rms MIN1D et 3D. 146
 Figure 3.27 : Histogramme des déplacements hypocentraux (entre les localisations MIN1D et 3D). 146
 Figure 3.28 : Carte des 1208 séismes localisés avec le modèle 3D. 148
 Figure 3.29 : Solutions focales fiables dans la zone cible (modèle de vitesse MIN1D). 151
 Figure 3.30 : Histogramme des magnitudes des séismes utilisés pour le calcul des solutions focales. 153
 Figure 3.31 : Carte des solutions focales de la zone cible. 154
 Figure 3.32 : Stéréogrammes des axes P et T des solutions focales (modèle de vitesse MIN1D). 155
 Figure 3.33 : Solutions focales fiables dans la zone cible (modèle de vitesse 3D). 156
 Figure 3.34 : Stéréogrammes des axes P et T des solutions focales (modèle de vitesse 3D). 158
 Figure 3.35 : Stéréogrammes comparatifs des axes P et T (modèles MIN1D et 3D). 159
 Figure 3.36 : Sismicité de la zone cible par classes de profondeur. 161
 Figure 3.37 : Sismicité de la zone cible et fracturation tardive. 162
 Figure 3.38 : Carte sismotectonique générale de la zone cible. 164
 Figure 3.39 : Cartes des axes P et T de la zone cible. 166
 Figure 3.40 : Coupes sismotectoniques sériées. 167
 Figure 3.41 : Carte et coupe sismotectoniques de la région de Briançon. 169

Figure 3.42 : Relations structurales entre la sismicité, le front pennique crustal et la faille de la Durance.	170
Figure 3.43 : Carte et coupe sismotectoniques de la région de la Haute Ubaye.	171
Figure 3.44 : Deux interprétations tectoniques concernant la faille de Serenne.	172
Figure 3.45 : Cartes comparatives entre les axes de contrainte minimale (microtectonique) et les axes T.	175
Figure 3.46 : Coupe schématique comparative entre tectonique tardi-alpine et sismotectonique.	176
Figure 3.47 : Détail des solutions focales calculées pour la partie nord de l'arc sismique briançonnais.	178
Figure 3.48 : Carte et coupe sismotectoniques générales de la partie nord de l'arc sismique briançonnais.	180
Figure 3.49 : Localisation préliminaire des 1341 séismes étudiés dans l'arc sismique piémontais.	182
Figure 3.50 : Cartes des déplacements épicaux entre les solutions MIN1D et 3D (arc piémontais).	183
Figure 3.51 : Histogrammes comparatifs entre les localisations MIN1D et 3D (arc piémontais).	181
Figure 3.52 : Histogrammes des profondeurs des séismes de l'arc sismique piémontais.	184
Figure 3.53 : Sismicité de l'arc piémontais par classes de profondeurs.	185
Figure 3.54 : Solutions focales fiables calculées pour l'arc piémontais.	187
Figure 3.55 : Carte et coupe sismotectoniques générales pour l'arc sismique piémontais.	189
Figure 3.56 : Solutions focales fiables calculées avec les données GéoFrance3D.	191
Figure 3.57 : Cartes des séismes et solutions focales de la campagne Géorance3D.	194
Figure 3.58 : Répartition de la sismicité des zones internes de l'arc alpin par classes de profondeur.	196
Figure 3.59 : Carte sismotectonique synthétique des Alpes occidentales.	197
Figure 3.60 : Coupe sismotectonique crustale.	198
Figure 3.61 : Cartes synthétiques des axes P et T des Alpes occidentales.	199
Figure 3.62 : Carte comparative entre l'anomalie de Bouguer et la sismicité.	203
Figure 3.63 : Courbes fréquence-magnitude pour les arcs sismiques briançonnais et piémontais.	205
Figure 3.64 : Vues tridimensionnelles de la sismicité de l'arc alpin occidental.	207
Article à soumettre au <i>Journal of Geophysical Research</i>	212
Figure 1 : Carte structurale de l'arc alpin occidental.	
Figure 2 : Sismicité et sismotectonique des Alpes occidentales.	
Figure 3 : Solutions focales utilisées.	
Figure 4 : Coupe crustale.	
Figure 5 : Tenseurs des contraintes inversés.	
Figure 6 : Carte des tenseurs inversés.	
Figure 7 : Bloc diagramme schématique des Alpes occidentales.	
Figure 3.65 : Les deux tenseurs inversés avec les données GéoFrance3D.	231
Figure 3.66 : Carte comparative des tenseurs issus des données GéoFrance3D et des réseaux permanents	232
Figure 3.67 : Carte synthétique des contraintes dans les Alpes occidentales.	238

Quatrième partie : Article soumis au Geophysical Journal International **242**

- Figure 1 : Carte de localisation.
- Figure 2 : Carte des déplacements.
- Figure 3 : Carte des tenseurs de déformation.
- Figure 4 : Carte sismotectonique.

Cinquième partie

Figure 5.1 : Bloc diagramme synthétique des déformations analysées dans la zone cible.	261
Figure 5.2 : Modèles cinématiques des Alpes occidentales.	263
Figure 5.3 : Modèle cinématique tardi-alpin à actuel pour les Alpes occidentales.	264
Figure 5.4 : Interprétations structurales du profil ECORS-CROP (Tardy <i>et al.</i> , 1990 ; Marchant, 1993).	268
Figure 5.5 : Interprétations structurales du profil NFP20 (Schmid <i>et al.</i> , 1996 ; Valasek et Mueller, 1996).	269
Figure 5.6 : Projection des éléments cinématiques sur le profil ECORS-CROP.	271
Figure 5.7 : Coupe lithosphérique dans les Alpes occidentales (d'après Guyoton, 1991).	272
Figure 5.8 : Modèle de lithosphère alpine (d'après Kissling, 1993).	273
Figure 5.9 : Tomographie télésismique sous les Alpes occidentales (d'après Spallarossa <i>et al.</i> , 1998).	274
Figure 5.10 : Quelques modèles d'extension post- ou syn-orogénique.	276
Figure 5.11 : Deux modèles dynamiques impliquant des forces de volume dans la racine alpine.	283
Figure 5.12 : Dynamique lithosphérique sous les Alpes (d'après Lyon-Caen et Molnar, 1988).	282
Figure 5.13 : Illustration des processus lithosphériques contrôlant la dynamique alpine.	285
Figure 5.14 : Essai de synthèse des principaux régimes de déformations dans les Alpes.	288

LISTE DES TABLEAUX

Première partie

Tableau 1.1 : Les principales subdivisions structurales des Alpes.	10
--	----

Deuxième partie

Tableau 2.1 : Paramètres de 70 tenseurs calculés dans la zone cible (méthode INVD, Angelier, 1990).	73
Tableau 2.2 : Paramètres des meilleurs axes calculés pour les tenseurs normaux et décrochants.	81
Article soumis aux <i>Eclogae Geologicae Helvetiae</i>	84
Tableau 1 : Paramètres des paléo-tenseurs des planches 1, 2 et 3.	

Troisième partie

Tableau 3.1 : Paramètres des solutions focales fiables dans la zone cible.	152
Tableau 3.2 : Paramètres des solutions focales fiables dans la zone cible (modèle de vitesses 3D).	157
Tableau 3.3 : Paramètres des solutions focales fiables dans l'arc briançonnais nord.	179
Tableau 3.4 : Paramètres des solutions focales fiables dans l'arc piémontais.	186
Tableau 3.5 : Paramètres des solutions focales fiables calculées avec les données GéoFrance3D.	192
Article à soumettre au <i>Journal of Geophysical Research</i>	212
Tableau 1 : Paramètres des solutions focales.	
Tableau 2 : Paramètres des tenseurs des contraintes.	
Tableau 3.6 : Paramètres des tenseurs calculés avec les données GéoFrance3D	230

Quatrième partie

Article soumis au <i>Geophysical Journal International</i>	242
Tableau 1 : Paramètres des déplacements.	
Tableau 2 : Paramètres des tenseurs de déformation.	

RESUME

La tectonique récente et actuelle de l'arc des Alpes occidentales internes est étudiée ici d'un point de vue structural et sismologique. L'approche pluridisciplinaire de ce sujet a permis de caractériser un régime tectonique tardi-alpin extensif à grande échelle dans les zones internes.

L'analyse structurale et morphotectonique d'une zone cible, au sud-est du massif du Pelvoux, montre qu'une fracturation tardi-alpine extensive s'y exprime suivant un réseau de failles longitudinales et transverses à l'arc alpin. Cette déformation cassante est postérieure à la mise en place des nappes de charriage, à leurs plissements et aux schistosités associées, la dernière se développant au cours du Miocène. Elle se poursuit au Plio-Quaternaire, comme le montre un faisceau d'indices néotectoniques. Un jeu décrochant est postérieur au jeu normal ; il s'exprime par des mouvements dextres suivant les failles longitudinales et sénestres suivant les failles transverses. Le calcul des champs de contraintes associés (inversion des données microtectoniques) montre que les jeux normaux et décrochants correspondent à une seule « phase » tectonique globalement transtensive au cours de laquelle il y a permutation des axes de contraintes principaux.

La zone cible fait partie de l'arc sismique briançonnais. Le calcul des mécanismes au foyer dans ce secteur établit que l'extension cassante tardi-alpine se poursuit actuellement. L'amélioration des localisations par l'utilisation de modèles de vitesses élaborés (1D/3D) a permis de montrer que plusieurs failles reconnues par l'analyse structurale sont sismiques. L'étude de la fracturation et les coupes sismotectoniques en arrière du front pennique crustal montrent que les failles normales se branchent sur cette discontinuité majeure de l'arc alpin, et suggère sa réactivation en détachement extensif.

Les résultats d'une campagne de mesures GPS de 1996 dans la zone cible, comparés à des données IGN de 1972, sont compatibles avec les analyses sismotectonique et structurale. Ils mettent en relief une déformation plutôt décrochante, avec des vitesses de l'ordre de 3 à 4 mm/an. La déformation asismique dépasse 90% de la déformation totale déduite de ces mesures, durant le laps de temps considéré.

L'élargissement de l'approche sismotectonique à l'ensemble des zones internes de l'arc alpin occidental montre que l'extension se développe au nord jusqu'au massif de l'Aar, et à l'est dans l'arc sismique piémontais. L'activité de ce dernier se localise à la bordure occidentale du corps d'Ivrée, laquelle fonctionne actuellement en faille normale.

Le calcul du champ de contraintes actuel (inversion des solutions focales) permet de caractériser une extension radiale à l'arc alpin occidental dans une grande partie de ses zones internes. Elle entraîne la réactivation en extension des structures crustales majeures (front pennique crustal et bordure ouest du corps d'Ivrée). De part et d'autre de la zone en extension, le champ de contraintes est compressif (à l'est sous la plaine du Pô ; à l'ouest au front des massifs cristallins externes). L'extension affecte donc une zone de 400 km de long et de 50 km de large au cœur d'une chaîne en convergence.

Une compétition entre des forces de volume dans la racine lithosphérique alpine et les forces aux limites de la chaîne (translation et rotation du poinçon apulo-adriatique) pourrait être à l'origine du contraste de régimes tectoniques mis en évidence dans l'arc alpin occidental. Nous proposons deux modèles dynamiques dans lesquels l'extension s'explique par le détachement ou le retrait d'un panneau lithosphérique plongeant sous la racine alpine.

ABSTRACT

To the SE of the Pelvoux massif, a late alpine normal fault network overprints all the alpine compressive structures. Some neotectonic indications linked to this fault network have been found in this region. This faults network has partly been reactivated by strike-slip motions. The stress inversion (microtectonic data) shows that both normal and strike-slip faulting correspond to the same tectonic event with permutation of the stress axes.

The present day activity of this area, which belongs to the Briançonnais seismic arc, has been inferred from seismotectonics analysis. It is still extensive, and still implies the same fault network. Several active faults have been recognised. The roughly E-W extension deduced from fault plane solutions analysis is confirmed by a GPS study showing fast tectonic motion in the alpine context (3-4 mm/yr).

The seismotectonic analysis of the western alpine arc as a whole establishes that the extension, reactivating the main crustal structures of the arc (frontal penninic thrust and western side of Ivrea body), continues to the north up to the Aar massif and to the east in the Piemonte area. The current stress field, calculated with inversions of sets of focal solutions, presents extensive stress axes radial to the belt's arcuate geometry in the whole internal zones and compressive stress axes to the front of the belt and in the Pô plain. The core of the western Alps is thus undergoing extensive tectonics, while the alpine collision is still active.

This major tectonic contrast asks for an accurate dynamic model. A competition between boundary forces at the belt's limits (Europe-Apulia collision and Apulia counterclockwise rotation) and buoyancy forces in the alpine lithospheric root could control the present-day tectonic contrast in the western Alps. We propose two dynamic models in which the extension is explained by the detachment *or* the roll-back of a continental slab under the alpine lithospheric root.

PREMIERE PARTIE

Objets et méthodes

*Seule compte la démarche car c'est elle qui dure et non le but
qui n'est qu'illusion du voyageur quand il marche de crête en
crête comme si le but atteint avait un sens.*

Antoine de Saint-Exupéry

Cette première partie est divisée en deux chapitres introductifs succincts.

Le premier est une présentation des objets étudiés, des problèmes posés au début de ce travail, des interrogations soulevées au cours de son avancement, et des moyens employés pour les résoudre. Le plan de l'ouvrage est expliqué à la fin de ce chapitre.

Le second chapitre se présente comme une introduction à l'histoire tectonique des Alpes occidentales, avec quelques rappels sur la géodynamique du domaine alpin au sens large.

~

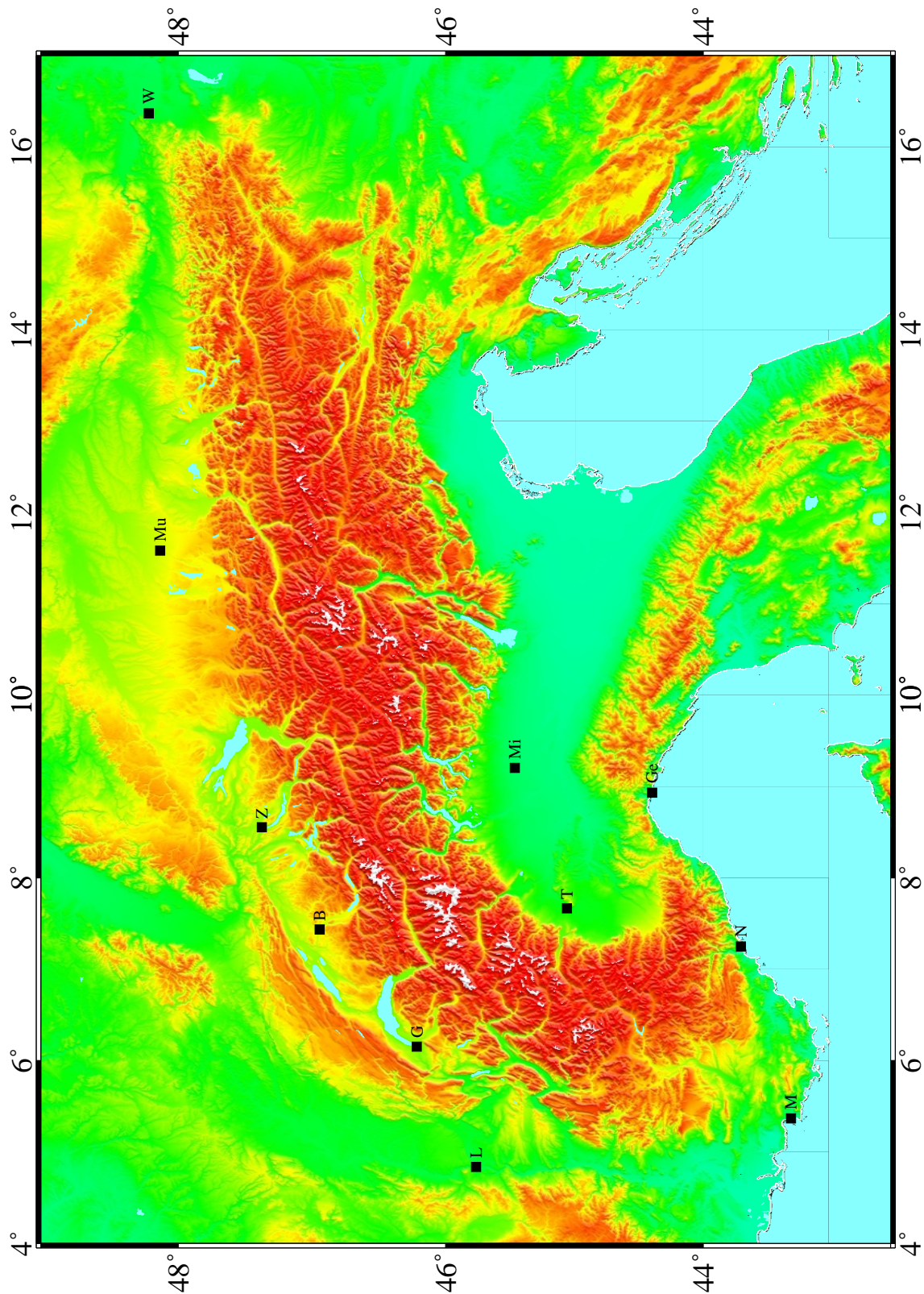


Figure 1.1 - Modèle numérique de terrain des Alpes de Nice à Vienne.

B : Bern ; G : Genève ; Ge : Genova ; L : Lyon ; M : Marseille ; Mi : Milano ; Mu : München ;
N : Nice ; T : Torino ; W : Wien ; Z : Zürich

Chapitre I.1 – Le problème posé et les méthodes utilisées : intérêts d’une approche pluridisciplinaire

1. Objectifs et évolution du sujet

Les objectifs de mon travail de thèse étaient de caractériser le régime tectonique actuel à subactuel des zones internes de l’arc alpin occidental, de le replacer dans le contexte alpin plio-quadernaire (voir néogène) et de fournir sur cette base observationnelle un modèle géodynamique cohérent pour les Alpes occidentales, intégré dans la dynamique de la chaîne alpine (figure 1.1). En corollaire, un des buts de ce travail était de constituer des bases de données sur les déformations tardi-alpines et sur le (les) champ(s) de contraintes associés.

Le Pichon a écrit dans la préface de l’ouvrage *Formes et Mouvements de la Terre* de Cazenave et Feigl (1994) :

« Tectonique, sismologie, géodésie deviennent trois outils indispensables pour étudier les déformations de l’écorce terrestre et obtenir de véritables modélisations mécaniques de son comportement. »

Suivant ce précepte qui souligne le bien fondé de l’approche développée, entre autres, par Lliboutry (1982 et 1998), cette thèse se situe à la limite entre géologie structurale et géophysique se proposant d’associer et de comparer les méthodes d’observations géophysiques (sismologie et géodésie) aux investigations tectoniques.

Ce sujet de recherche a pour origine plusieurs constatations éparses sur la fracturation postérieure aux nappes de charriage dans le Briançonnais (Lazarre *et al.*, 1994 ; Tricart *et al.*, 1996 ; Virlovvet *et al.*, 1996) et sur la sismicité de cette région (Fréchet, 1978 ; Fréchet et Pavoni, 1979) montrant que le régime tectonique pouvait y être plus complexe que prévu par les modèles alpins couramment acceptés.

Le sujet était au départ centré sur une analyse de la tectonique récente et de la sismicité de la région comprise entre les massifs du Pelvoux, de l’Argentera, et du Viso (cf. le schéma structural de la figure 1.2 et le Modèle Numérique de Terrain, ou « MNT », de la figure 1.3). Nous nous proposons alors d’effectuer une comparaison entre les régimes tectoniques tardi-alpins (fracturation) et le régime sismotectonique dans cette zone relativement réduite (zone dite « cible » dans la suite de ce mémoire).

Rapidement (*i.e.* au bout d’un an de travail), le régime tectonique typé mis en lumière par les résultats préliminaires m’a conduit à m’intéresser à la tectonique récente de l’ensemble des Alpes occidentales internes, entre Mont Blanc, Argentera et Dora-Maira (cf. figures 1.2 et 1.3). De relativement régional, le sujet est alors devenu plus général, soulevant des questions de première importance sur la tectonique récente, puis sur la géodynamique de l’ensemble des Alpes occidentales :

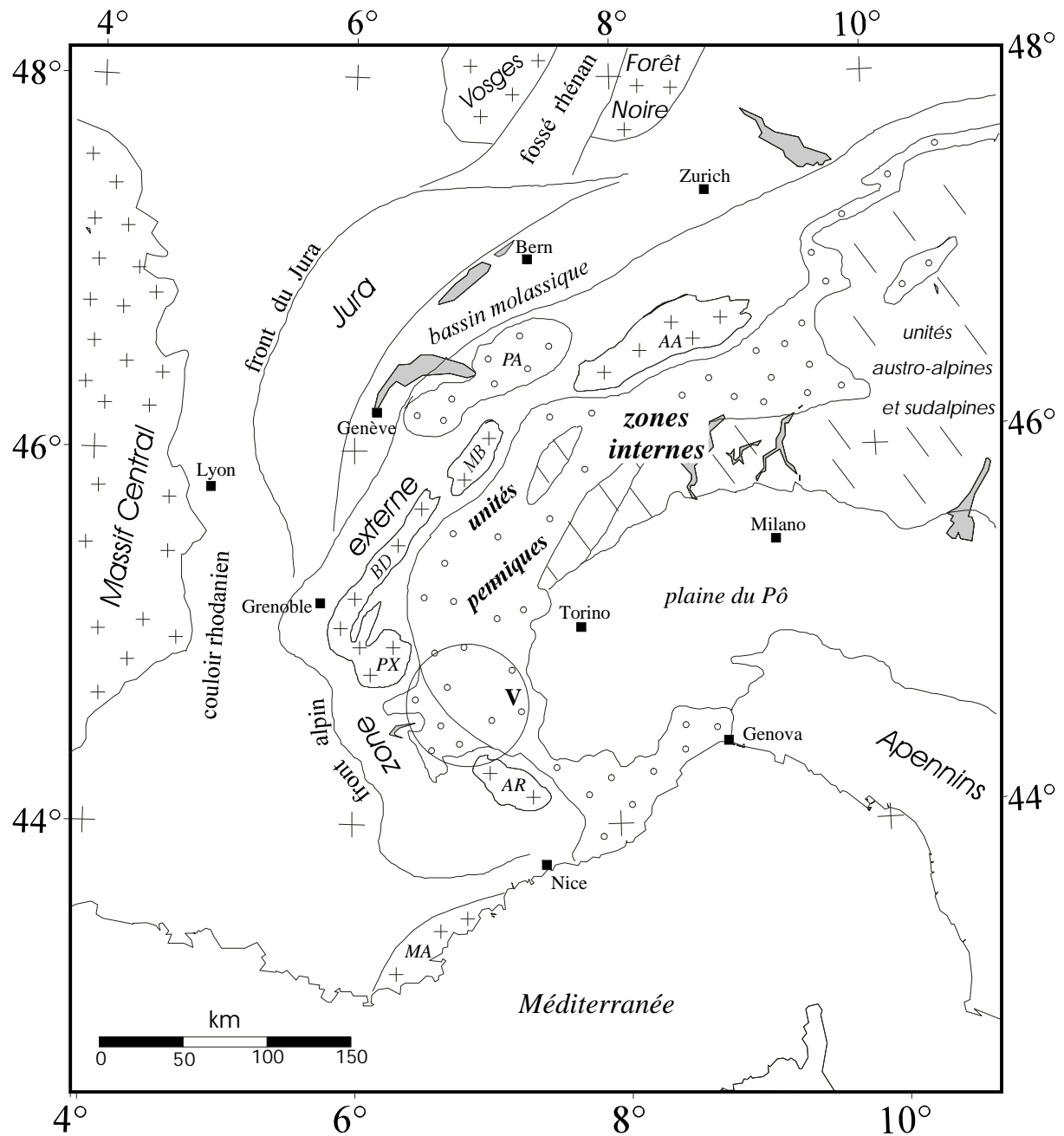


Figure 1.2 - Localisation de la zone cible (cercle) par rapport aux structures principales des Alpes occidentales et centrales.

Abréviations : AA : Aar ; AR : Argentera ; BD : Belledonne ; MA : Maures ; MB : Mont Blanc ; PA : Préalpes ; PX : Pelvoux ; V : Viso.

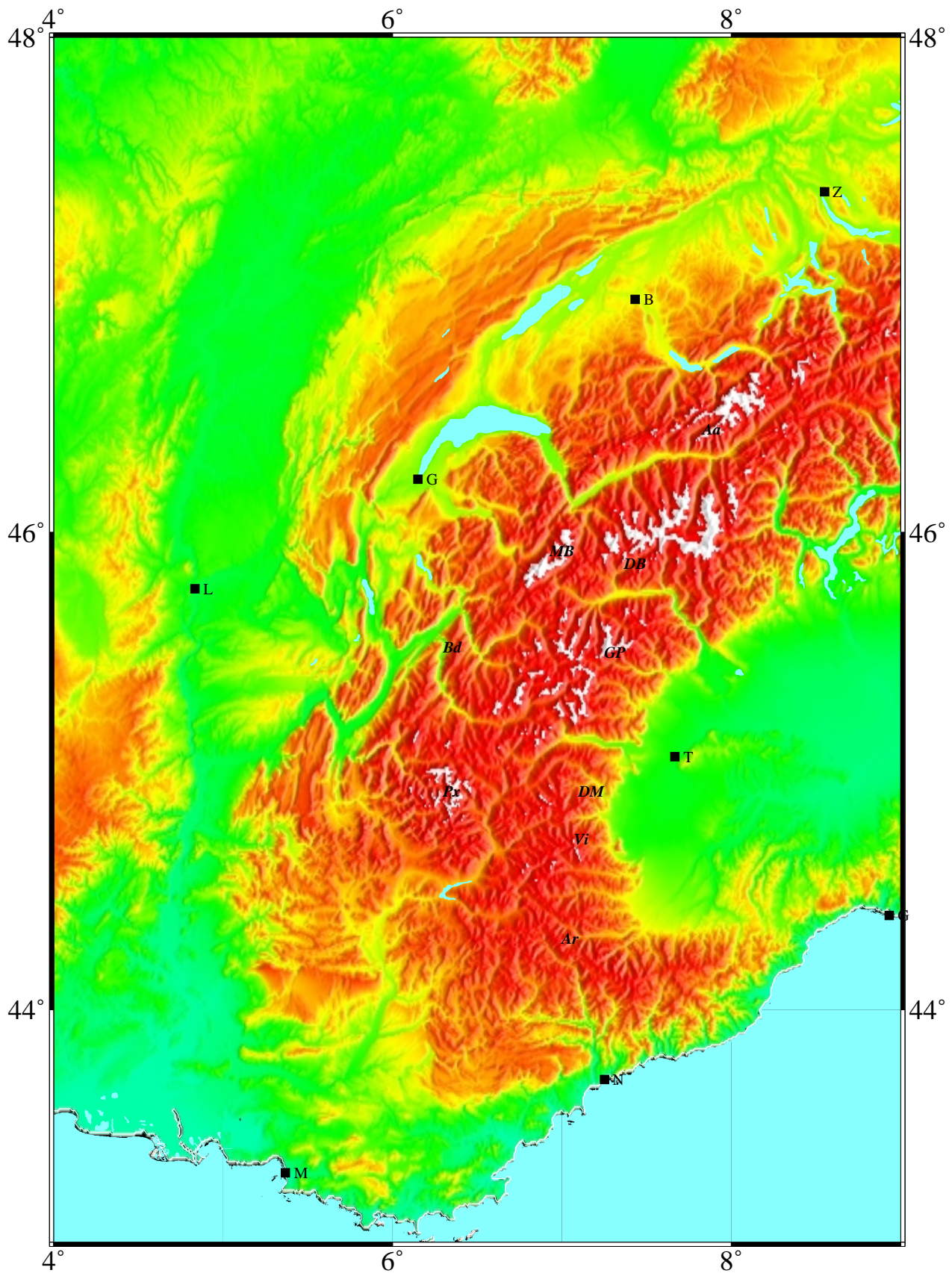


Figure 1.3 - Modèle numérique de terrain de l'arc alpin occidental.

B : Bern ; G : Genève ; L : Lyon ; M : Marseille ; N : Nice ; T : Torino ; Z : Zurich
 Aa : Aar ; Ar : Argentera ; Bd : Belledonne ; DB : Dent Blanche ; DM : Dora-Maira ; GP : Gran
 Paradiso ; MB : Mont Blanc ; Px : Pelvoux ; Vi : Viso.

- ☞ *Les zones internes possèdent-elles un régime tectonique particulier au récent et à l'actuel ?*
- ☞ *Depuis quand s'exprime-t-il ?*
- ☞ *Quelle est sa signification géodynamique ?*
- ☞ *Quel type de modèle dynamique implique-t-il pour les Alpes occidentales ?*

2. Méthodologie

Pour répondre à ces interrogations, mon travail comporte deux approches principales complémentaires : la **géologie structurale** et la **sismologie**. Outre ces deux axes de recherche, j'ai eu l'occasion de participer à une campagne de **géodésie** dans la zone cible, ce qui m'a permis d'intégrer une 3^{ème} méthode d'analyse dans mon approche de la tectonique alpine récente.

S'appuyant sur une étude de terrain détaillée (environ 5 mois de campagne de terrain lui ont été dédiés), l'aspect structuraliste de ce travail a permis de caractériser le régime tectonique tardi-alpin dans la zone cible. Il comporte plusieurs facettes :

- ☞ Analyse de terrain
- ☞ Télédétection et morphotectonique (photographies aériennes, images satellites, images radar, MNT)
- ☞ Recherche spécifique d'indices de déformation néotectonique
- ☞ Constitution d'une base de données de mesures microtectoniques
- ☞ Recherche du (des) champ(s) de contraintes associés à la fracturation post-nappes de charriage et post-schistosités plicatives (inversion des données microtectoniques).

L'analyse sismologique a dans un premier temps été concentrée sur la zone cible. Dans une seconde étape, je l'ai étendue à l'ensemble des zones internes des Alpes occidentales. Ce travail, essentiellement axé sur l'aspect sismotectonique, a comporté plusieurs étapes :

- ☞ Améliorations des localisations
- ☞ Recherche de failles actives
- ☞ Constitution d'une base de données de solutions focales
- ☞ Recherche du champ de contraintes actuel à partir de l'inversion des solutions focales.

3. Plan de l'ouvrage

Ce mémoire est structuré en cinq parties suivant un plan *méthodologique* :

- ☞ - Dans la **première partie**, outre ce chapitre de présentation, le lecteur trouvera un rappel succinct sur l'évolution et la tectonique du domaine Alpin, qui permet de replacer ce travail dans un contexte géodynamique général.

- ☞ - La **deuxième partie** présente les analyses structurales et micro-structurales conduites sur la zone cible dans le domaine cassant, ainsi qu'un essai de synthèse sur la tectonique tardi-alpine des Alpes occidentales.
- ☞ - La **troisième partie** est consacrée à l'approche sismologique. Après une introduction sur la sismotectonique de l'arc alpin, l'analyse des données de la zone cible, puis celle des zones internes des Alpes occidentales dans leur ensemble, font chacune l'objet d'un chapitre. Nous concluons cette partie par un chapitre sur le champ de contraintes actuel des Alpes occidentales déduit de l'inversion des solutions focales.
- ☞ - La **quatrième partie** se présente sous la forme d'un article dédié à la campagne de mesures géodésiques effectuée dans la zone cible.
- ☞ - Enfin, une synthèse générale et les interprétations associées sont développées dans la **cinquième partie**, en préambule à une discussion sur les modèles géodynamiques compatibles avec les résultats exposés auparavant.

Chapitre I.2 – Introduction sur l’histoire tectonique des Alpes occidentales

1. Généralités

Les chaînes plissées du cycle alpin qui se sont développées au Mésozoïque et au Cénozoïque s’étendent sur 50000 km. Elles sont divisées en deux sous-systèmes : la ceinture des chaînes péripacifiques et la ceinture téthysienne. La partie de la ceinture téthysienne comprise entre Gibraltar et la Turquie constitue les chaînes alpines périméditerranéennes (figure 1.4), issues de la fermeture de la Téthys lors de la convergence Afrique-Europe (Lemoine, 1988).

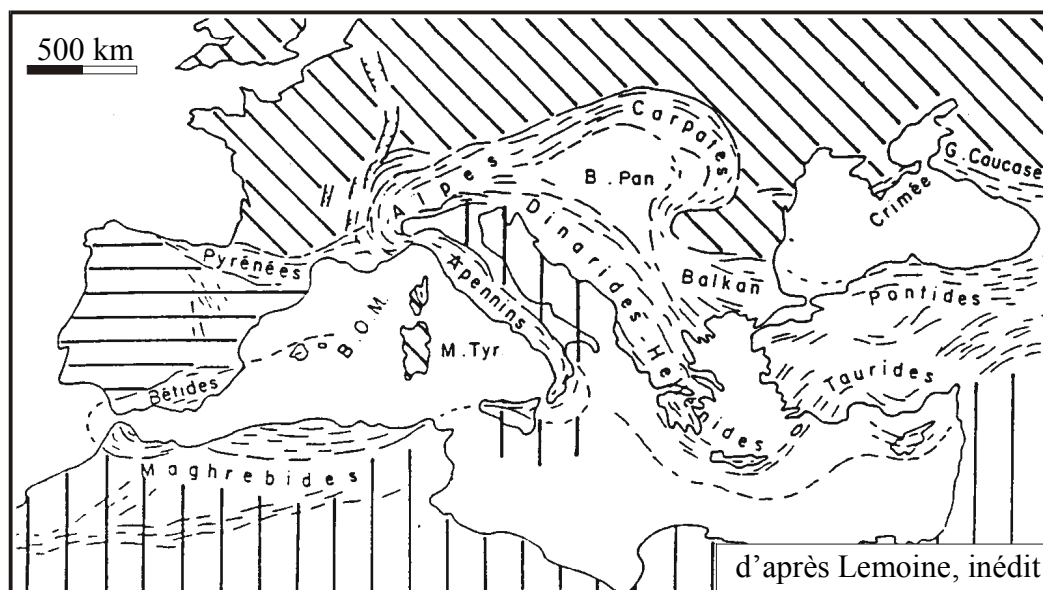


Figure 1.4 – Esquisse structurale des chaînes alpines périméditerranéennes.

La chaîne alpine *sensu stricto* s’étend sur 1000 km de long et 150 à 400 km de large de Vienne à la Méditerranée (figure 1.1). La partie est-ouest de la chaîne, à l’est de Genève, constitue les Alpes orientales et centrales. Au sud de Genève, jusqu’à Gênes (limite avec l’Apennin), les Alpes occidentales dessinent un arc dont l’extrados est tourné vers l’ouest (figures 1.1 et 1.2). Les unités situées à l’intrados sont qualifiées d’internes par rapport aux unités externes situées à l’extrados.

L’arc alpin occidental est souligné par la disposition longitudinale des unités géologiques et par leur structuration tectonique (figure 1.2). Ses principales subdivisions sont reportées dans le tableau 1.1 :

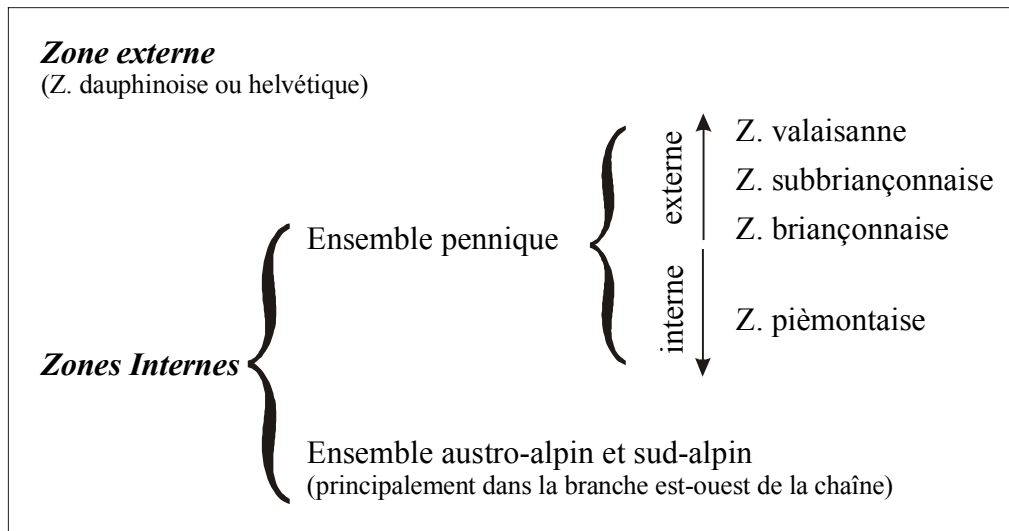


Tableau 1.1 – Principales subdivisions de la chaîne alpine

2. L’empreinte hercynienne dans la tectonique alpine

Ce travail traite de tectonique tardi-alpine, *i.e.* du comportement plio-quaternaire à actuel de l’arc alpin occidental. L’héritage structural reste néanmoins un paramètre susceptible d’orienter sa tectonique récente. L’arc des Alpes occidentales est édifié sur un socle paléozoïque cristallin façonné à la fin de l’orogénèse hercynienne par une fracturation NE-SW (direction cévenole) et NW-SE qui va largement guider les processus tectoniques téthysiens et alpins, jusque dans les périodes récentes.

3. De l’ouverture océanique à la collision continentale

Dès le début du Mésozoïque, au Trias, puis surtout au Lias-Dogger, une extension de la croûte continentale de la Pangée (rifting) va aboutir à l’ouverture de la Téthys ligure (la branche « alpine » de l’océan téthysien) et de l’Atlantique central. Au Dogger-Malm une nouvelle phase d’extension reconnue dans la sédimentation post-rift (Claudel et Dumont, 1998) conduit à l’ouverture du domaine valaisan au nord de la Téthys ligure.

Au milieu du Crétacé, l’ouverture de l’Atlantique se propage vers le Nord, ce qui perturbe dans un premier temps l’ouverture de la Téthys ligure, puis entraîne le début de la convergence Afrique-Europe et sa fermeture par subduction (avec obduction d’unités ophiolitiques) puis collision continentale.

La figure 1.5 présente trois des stades principaux de l’évolution de la Téthys :

- ☞ rifting ;
- ☞ ouverture océanique de l’Atlantique central et de la Téthys ligure ;
- ☞ ouverture de l’Atlantique nord et fermeture de la Téthys ligure.

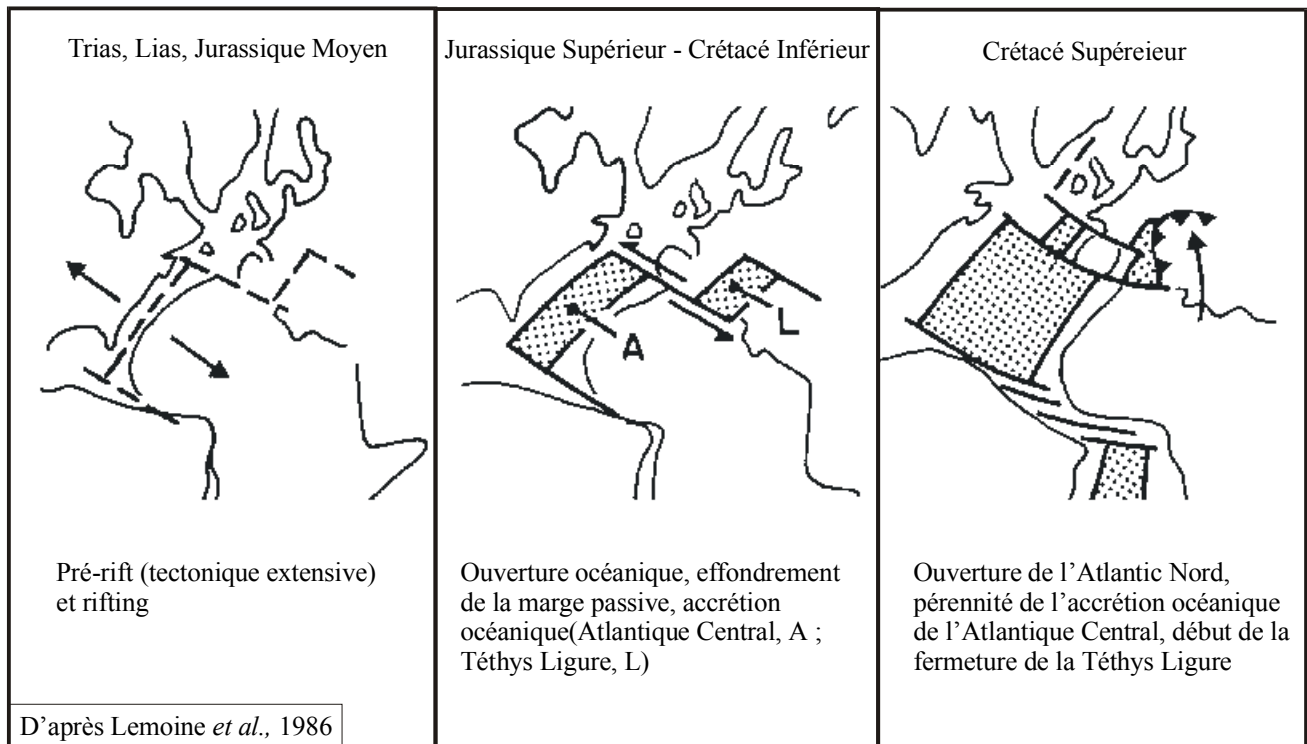


Figure 1.5 – Trois stades du développement de la Téthys (d'après Lemoine *et al.*, 1986)

L'ensemble des structures héritées des différentes phases d'extension va conduire les processus d'inversion lors de la fermeture du bassin océanique de la Téthys ligure (de Graciansky *et al.* 1988, 1989). Les chaînes alpines *sensu lato* sont issues de la collision entre les marges passives de l'Europe et de l'Afrique principalement au cours du Cénozoïque. Pour les Alpes *sensu stricto*, cette collision correspond plus précisément au poinçonnement de l'Europe par le promontoire Apulo-Adriatique (*Apulie* dans la suite du texte) au nord de l'Afrique (e.g. Laubscher, 1991).

Ce promontoire (marge nord de l'Afrique) chevauche principalement vers le nord (Goguel, 1963) la marge sud de l'Europe, donnant lieu à un système de nappes de charriages de grande ampleur. Contrairement aux Alpes centrales et orientales, la plupart des unités structurales des Alpes occidentales sont issues de la marge européenne, les unités d'origine africaine, chevauchantes, ayant été érodées.

4. Une collision polyphasée complexe

La collision continentale se traduit par une succession de plissements et de charriages progressant par sauts successifs vers les régions externes à la faveur de discontinuités préexistantes (Tricart, 1980, 1984). Une partie du raccourcissement global a ainsi été accommodé par l'inversion de structures distensives (e.g. de Graciansky *et al.*, 1988 et 1989 ; Sue *et al.*, 1996).

Une première phase de plissement, associée à l'orogénèse pyrénéo-provençale (Crétacé supérieur à Eocène moyen), est reconnue dans l'avant pays des Alpes sud-occidentales (e.g. Lemoine, 1972) et jusque dans le massif du Pelvoux (Sue *et al.*, 1996). Ce système de plis est-ouest interfère avec les plis « alpin » engendrés par le poinçonnement de l'Apulie. La figure 1.6, d'après Lemoine (1972) illustre ces plissements superposés dans les chaînes subalpines.

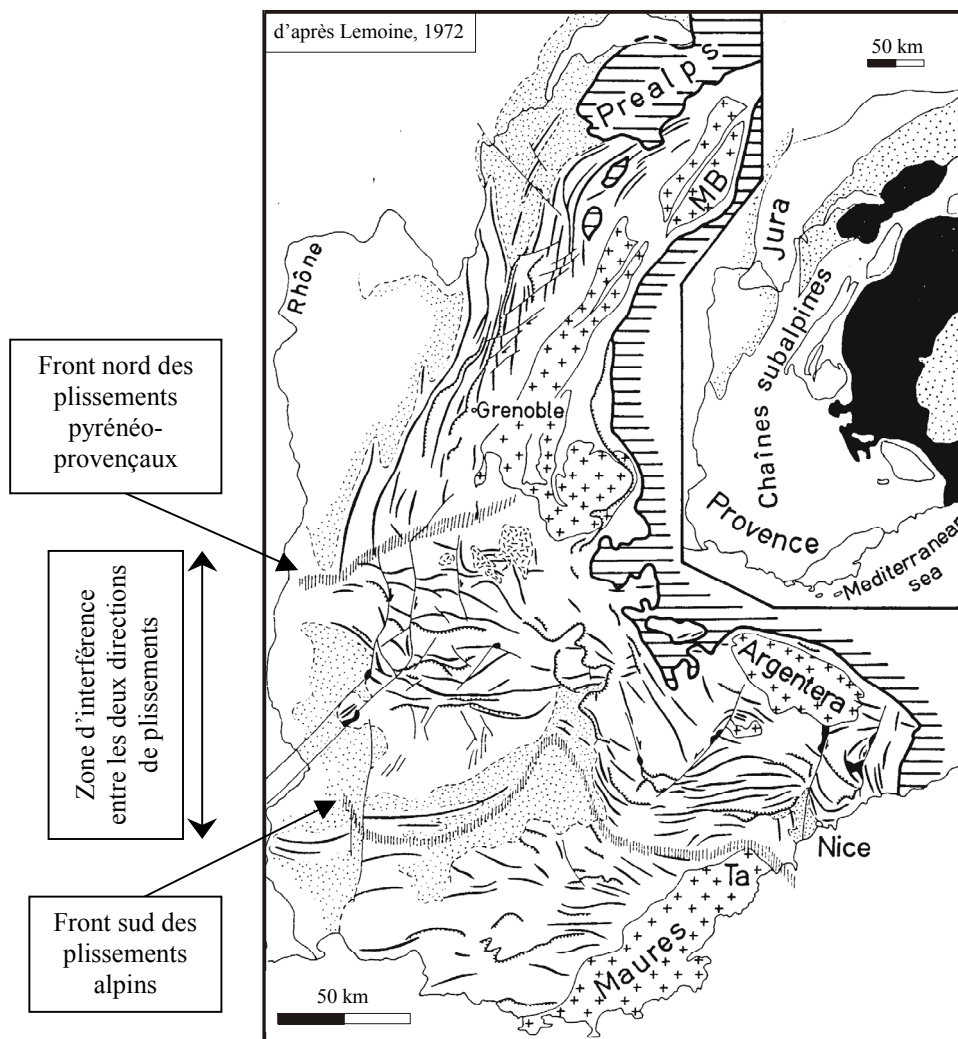


Figure 1.6 – Illustration des phases de plissements pyrénéo-provençaux et alpins superposés dans les chaînes subalpines.

Dans les zones internes, la collision continentale s'exprime par le charriage des nappes piémontaises et briançonnaises, dans un premier temps vers l'ouest (chevauchements « pro »), avant le développement complexe de rétro-charriages vers l'est, avec l'intensification du raccourcissement.

La figure 1.7 (d'après Tricart, 1980) résume et synthétise les événements tectoniques des Alpes occidentales du Crétacé supérieur au Pliocène pour la transversale à la latitude du Pelvoux.

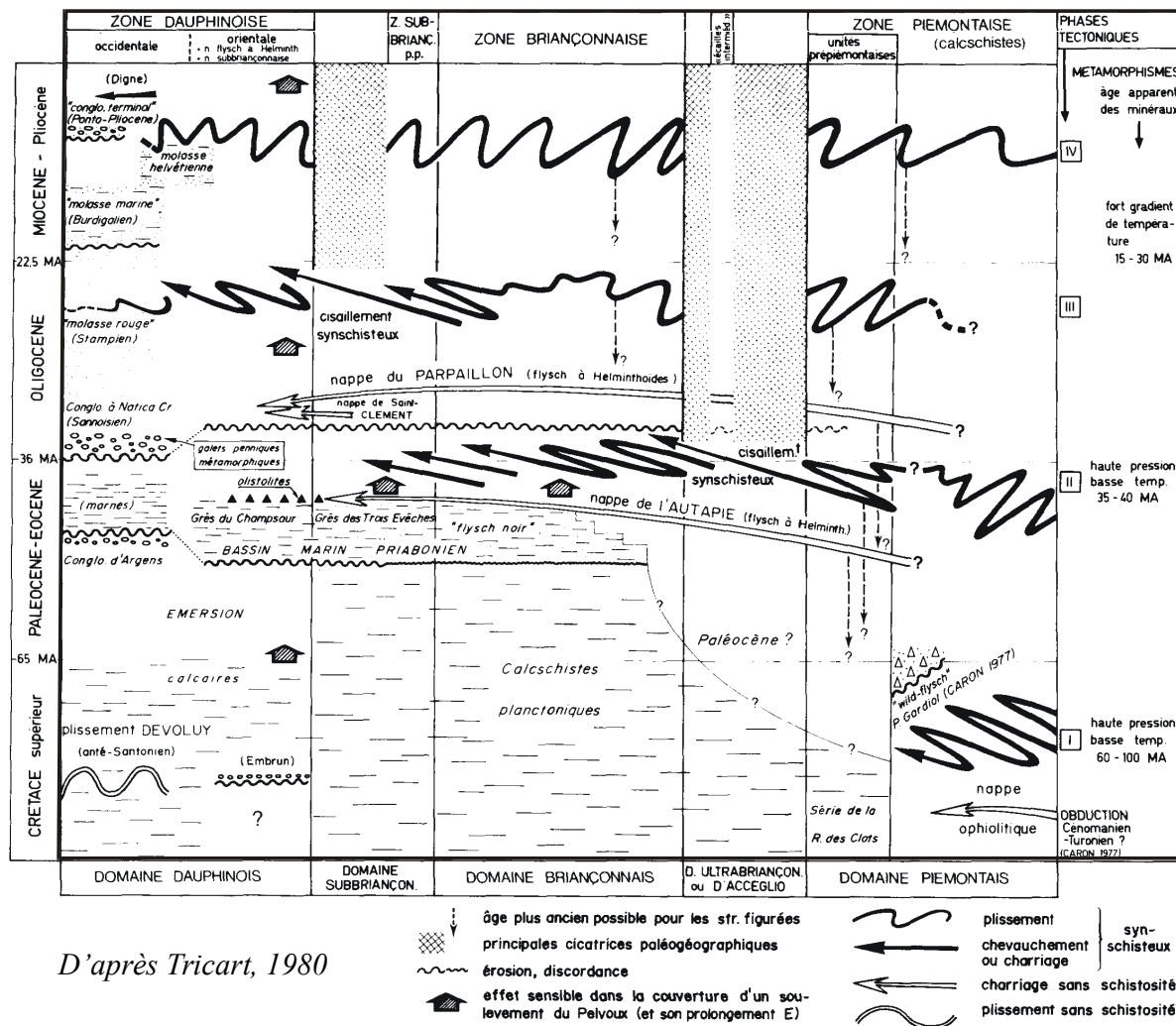


Figure 1.7 – Les principaux événements tectoniques des Alpes occidentales à la latitude du Pelvoux

5. Tectonique Oligo-Miocène *versus* tectonique Plio-Quaternaire

Nous venons de voir que l'histoire tectonique alpine est composée de plusieurs phases compressives liées au poinçonnement de l'Europe par l'Apulie. Ces phases compressives engendrent charriages, chevauchements, plis et schistosités (*e.g.* Tricart, 1980) et sont responsables de la majeure partie des déformations visibles sur le terrain. Cette tectonique compressive s'est essentiellement développée au Tertiaire. Selon certains auteurs (*e.g.* Giglia *et al.*, 1996) elle serait toujours active actuellement et expliquerait la sismicité de l'arc des Alpes occidentales.

L'observation locale d'une tectonique en extension dans la pile des nappes internes briançonnaises et piémontaises (Fréchet, 1978 ; Fréchet et Pavoni, 1979, Lazarre *et al.*, 1994 ; Tricart *et al.*, 1996 ; Virilouvet *et al.*, 1996), à l'origine de ce sujet de recherche, va à l'encontre de ce type de modèle. Plusieurs questions majeures se sont posées quant à sa signification :

- ☞ Quelle est l'importance régionale de cette extension ?
- ☞ Comment est-elle née ?
- ☞ Comment s'intègre-t-elle dans l'histoire tectonique alpine ?
- ☞ Quel est le lien avec le fonctionnement actuel de l'arc alpin ?

Le thème de l'extension en contexte de convergence est étudié depuis une vingtaine d'années. Les exemples typiques sont le plateau du Tibet (e.g. Molnar et Tapponnier, 1975 ; Molnar et Lyon-Caen, 1988) ou encore la « basin and range province » (e.g. Brun et Choukroune, 1983 ; Lister et Davis, 1989 ; Malavielle, 1993). De nombreux modèles géodynamiques ont été invoqués pour expliquer ce paradoxe apparent.

Nous verrons dans la discussion de la cinquième partie dans quelle mesure ces différents modèles sont ou non applicables au contexte alpin actuel, à la lumière des parties II, III et IV.

Les structures crustales et lithosphériques, reconnues et interprétées à partir des profils sismiques ECORS (ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989a ; Roure *et al.*, 1990 ; Roure *et al.*, 1996) et NFP20 (Schmid *et al.*, 1996 ; Pfifner *et al.*, 1997 ; Valasek et Mueller, 1997), seront intégrées à cette discussion en tant que cadre géométrique pour la constitution d'un modèle dynamique « 3D ». Les données moins contraintes sur les structures lithosphériques plus profondes seront aussi prises en compte.

Nous allons démontrer que le fonctionnement plio-quaternaire de l'arc alpin n'est pas la simple continuation du régime de convergence-poinçonnement du Tertiaire. La composante en rotation anti-horaire du mouvement du poinçon adriatique induit des coulissages longitudinaux à la chaîne qui se superposent à la compression radiale au front du poinçon (Gidon, 1974 ; Ménard, 1988 ; Vialon *et al.*, 1989). Les données inédites présentées et analysées dans ce mémoire indiquent que le champ de contrainte/déformation est encore plus complexe, caractérisé en particulier par une *extension significative* dans l'arc des zones internes. Nous proposerons d'interpréter cette complexité accrue en termes d'interférence entre plusieurs géodynamiques concomitantes et partiellement indépendantes. Nous verrons que la validation de cette hypothèse passe par une meilleure connaissance de la structure lithosphérique de la chaîne.



DEUXIEME PARTIE

***La déformation cassante : ultime épisode tectonique entre Pelvoux,
Argentera et Viso***

Page précédente – La fracturation à grande échelle : ici les deux failles normales conjuguées du Mont Viso (3841 m). Vue vers l'est depuis le col Agnel (Queyras).

Je présente dans cette deuxième partie les résultats d'une analyse multi-échelle de la fracturation entre les massifs du Pelvoux au nord-ouest, de l'Argentera au sud-est et du Viso à l'est (« zone cible » ; voir sa localisation dans l'arc alpin occidental figure 2.1). Le choix de cette région a été dicté par deux type de données.

D'une part, de grandes failles longitudinales ont déjà été décrites dans la région de Briançon par plusieurs auteurs (Debelmas, 1953 ; Barfèty et al., 1968 ; Barfèty et Gidon, 1975) et trois études microtectoniques ont montré l'importance d'une fracturation tardive en extension aussi bien dans la zone des schistes lustrés piémontais (Lazarre et al. 1994) que dans la zone briançonnaise (Virlovet et al., 1996 ; Tricart et al., 1996) ; d'autre part, cette région est une des plus actives d'un point de vue sismique dans l'arc briançonnais de Rothé (1941), avec des hypocentres relativement superficiels, potentiellement reliés à la fracturation de surface.

Ces deux observations préliminaires nous ont conduits à centrer notre analyse de terrain et les études connexes dans un premier temps entre la région de Briançon au nord et la Haute Ubaye au sud, ce qui correspond à la campagne de terrain de l'été et l'automne 1996. Par la suite (campagne 1997), nous avons élargi l'analyse structurale aux régions adjacentes, aussi bien vers l'est dans la zone piémontaise (Queyras, massif ophiolitique du Viso), que vers le sud, jusqu'aux abords des massifs de l'Argentera et du Parpaillon.

Cette partie structurale de mon travail de thèse est basée sur une étude de terrain détaillée complétée par une approche morphotectonique (imagerie « multi-sources » ; modèles numériques de terrain) du réseau de failles tardives, i.e. post-nappes de charriage, post plis et post-schistosités. Une étude micro-structurale d'une cinquantaine de sites complète l'analyse géométrique et cinématique de ce réseau de failles, permettant de préciser le(s) régime(s) de contraintes associé(s).

~

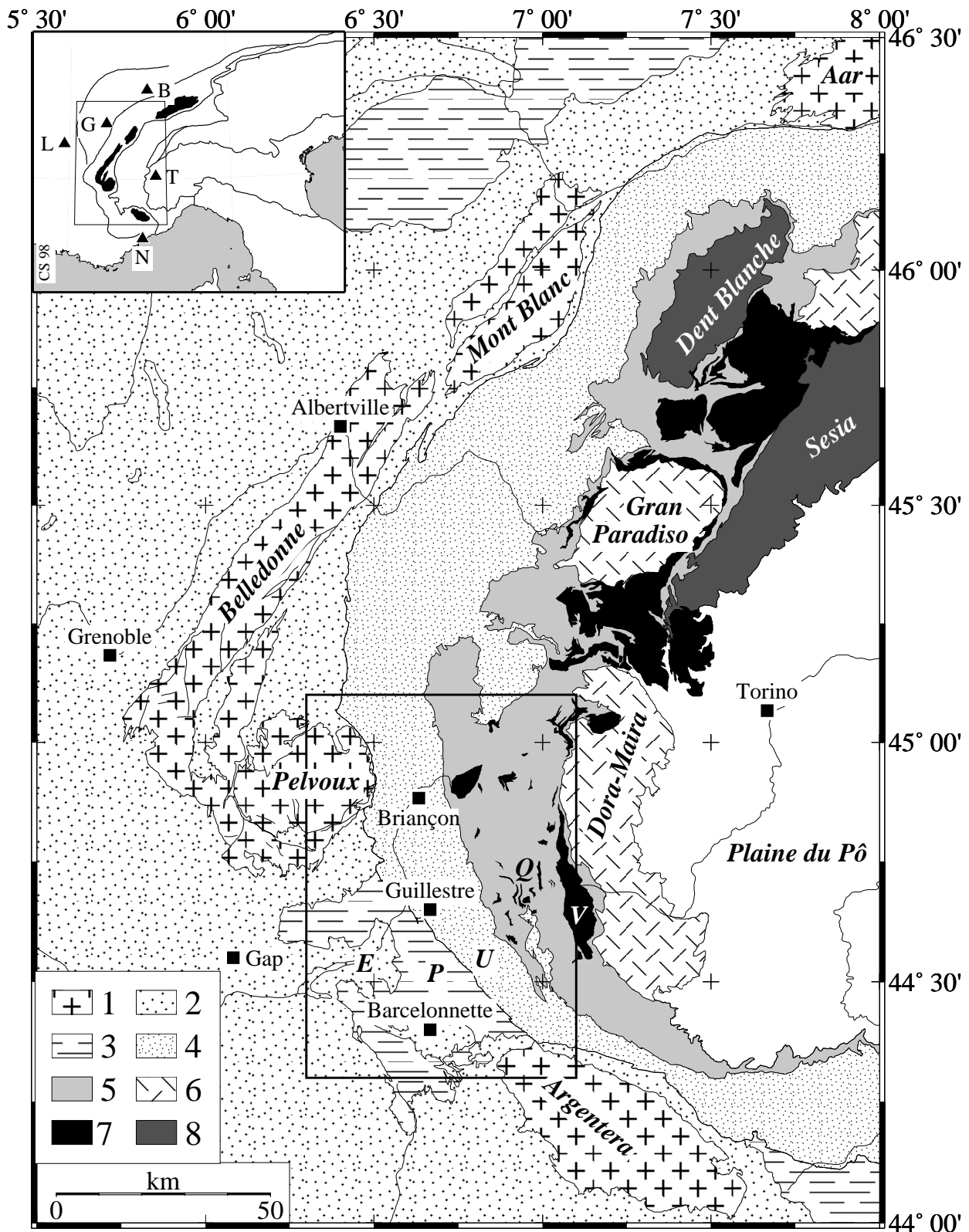


Figure 2.1 - Localisation de la zone d'étude par rapport aux structures de l'arc alpin occidental

Légende -

Zone externe : (1) Massifs cristallins externes - MCE ; (2) Couverture céso-cénozoïque des MCE

Zones internes : (3) Préalpes et flyschs exotiques; (4) Zones briançonnaise, subbriançonnaise et valaisane ;

(5) Schistes Lustrés piémontais ; (6) Massifs cristallins internes ; (7) Ophiolites ; (8) Nappes austro-alpines.

E : Embrunais ; P : Parpaillon ; Q : Queyras ; U : Ubaye ; V : Viso.

Villes - B : Bern ; G : Genève ; L : Lyon ; N : Nice ; T : Torino.

Chapitre II.1 – Analyses géométrique et cinématique de la fracturation

1. Analyse de terrain et schéma structural

1.1. Les travaux antérieurs

La zone briançonnaise entre Briançon et Guillestre (figure 2.1) est lacérée par une famille de failles longitudinales majeures. La faille principale, dite « faille de la Durance », a été décrite dès 1953 (Debelmas, 1953), comme une « cassure » très importante dans la tectonique tardive, voire actuelle de cette région (lien entre la faille et la sismicité). Par la suite, Barfély et al. (1968) fournissent un schéma plus général des failles majeures de cette famille longitudinale, dans la partie de la zone briançonnaise située en arrière des massifs du Pelvoux et de l'Argentera. Ils s'appuient pour cela sur une synthèse des travaux de (1) Barfély (1965), (2) Caby (1964), (3) Debelmas (1953), (4) Gidon (1956), (5) Gidon (1958), (6) Kerckhove (1963), (7) Lemoine (1961). Les indices (1) à (7) renvoient à ceux de la figure 2.2. Ces failles longitudinales sont reportées sur la figure 2.2 ci-contre. Au nord de Briançon, Barfély et Gidon (1975) prolongent la faille « est briançonnaise » par un accident suivant la vallée de la Clarée.

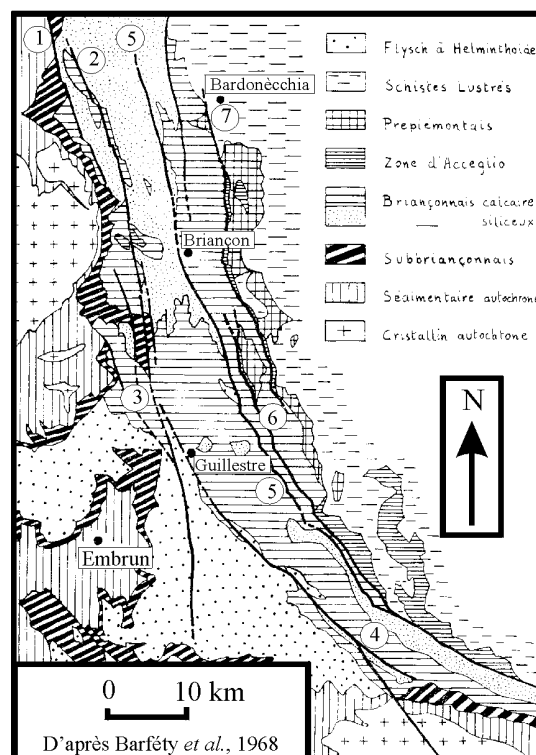


Figure 2.2 - Les failles longitudinales de la région de Briançon, d'après Barfély *et al.* (1968), modifié. Les numéros de chaque faille renvoient aux références indicées dans le texte.

Ces auteurs ont mis en évidence des mouvements horizontaux probablement dextres le long de ces failles longitudinales associées à des mouvements verticaux surélevant la partie ouest par rapport à la partie est. Cette famille de failles longitudinales fonctionne par ailleurs tardivement dans l'histoire tectonique alpine, recoupant clairement les nappes briançonnaises charriées et les structures associées (Barfély *et al.*, 1968).

Une seconde famille de failles, de direction N40-N60 transverse à l'arc alpin, a aussi été décrite par Lemoine (1964) puis par Barfély et Gidon (1975). Elle semble moins développée et ses

relations avec la famille longitudinale sont difficiles à déterminer. Néanmoins, Barféty et Gidon (1975) parlent de failles transverses « soit antérieures (...), soit cogénétiques et synchrones, avec interaction des deux réseaux l'un sur l'autre ».

Par ailleurs, trois études microtectoniques ont montré l'importance de la fracturation tardive extensive dans cette région (Lazarre *et al.*, 1994 ; Virlovvet *et al.*, 1996 ; Tricart *et al.*, 1996).

Sur cette base « historique », le premier aspect de mon travail de terrain, qui fait l'objet de ce chapitre, a consisté :

- ☞ à préciser la géométrie et les relations de ces deux familles de failles (le terme de *réseau* de failles sera utilisé par la suite pour désigner l'ensemble de cette fracturation) ;
- ☞ à rechercher des marqueurs tectoniques des mouvements le long de ces accidents.

Le second aspect de ce travail a été de constituer une base de données de mesures microtectoniques associées au réseau de failles. Son analyse est détaillée dans le chapitre II.2.

1.2. L'outil cartographique

Pour replacer les accidents étudiés dans leur contexte tectonique local, nous utiliserons un schéma structural simplifié mais assez précis de la zone d'étude (figure 2.3), construit à partir de la carte géologique au 50000° BRGM (feuilles Briançon, Barféty *et al.*, 1995 ; Guillestre, Debelmas et Lemoine, 1966 ; Aiguilles de Chambeyron, Gidon *et al.*, 1994).

La fracturation tardive est particulièrement marquée dans la topographie de la région d'étude. De ce fait, un des outils de base a été l'ensemble des cartes topographiques au 25000° IGN (cartes n° 3436 ET Meije Pelvoux, 3535OT Névache Mont Thabor, 3637 OT Mont Viso, 3538 ET Aiguille de Chambeyron, 3437 ET Orcière-Merlette, 3537 ET Guillestre3536 OT Briançon) grâce auquel il a été possible de prédéterminer des zones fracturées potentiellement intéressantes (voir par exemple la zone de La Mortice, à l'est du col de Vars, décrite au §4.5. de ce chapitre).

A plus grande échelle, pour situer cette étude dans le contexte tectonique des Alpes occidentales, les données seront reportées sur des cartes tracées à partir des feuilles au 250000° d'Annecy (Debelmas *et al.*, 1980) Gap (Kerckhove, *et al.*, 1980), Lyon (Chiron *et al.*, 1980), Valence (Rouire *et al.*, 1980) et de la carte géologique simplifiée de Alpes occidentales de Gidon (1977) permettant d'établir un schéma structural à l'échelle de l'arc alpin occidental (figure 2.1).

Ces différents schémas structuraux serviront de bases pour l'ensemble des cartes de ce mémoire, aussi bien pour cette partie structurale que pour la partie III (sismologie).

La région d'étude (figures 2.1 et 2.3) est située au cœur de l'arc alpin occidental. D'un point de vue structural, elle comprend la bordure est de la zone externe, les nappes de flyschs, les zones subbriançonnaise et briançonnaise et recouvre une partie de la zone piémontaise. Ces différentes zones sont présentées succinctement ci-après en relation avec le schéma structural de la figure 2.3 (Debelmas, 1974).

☞ La zone externe (dauphinoise)

Elle est constituée d'une part du massif cristallin externe (MCE) du Pelvoux hérité de l'orogénèse hercynienne, d'autre part de la couverture méso-cénozoïque des MCE. Il s'agit essentiellement des grès du Champsaur dans la région immédiatement au sud du Pelvoux, et des Terres Noires dans la région d'Embrun.

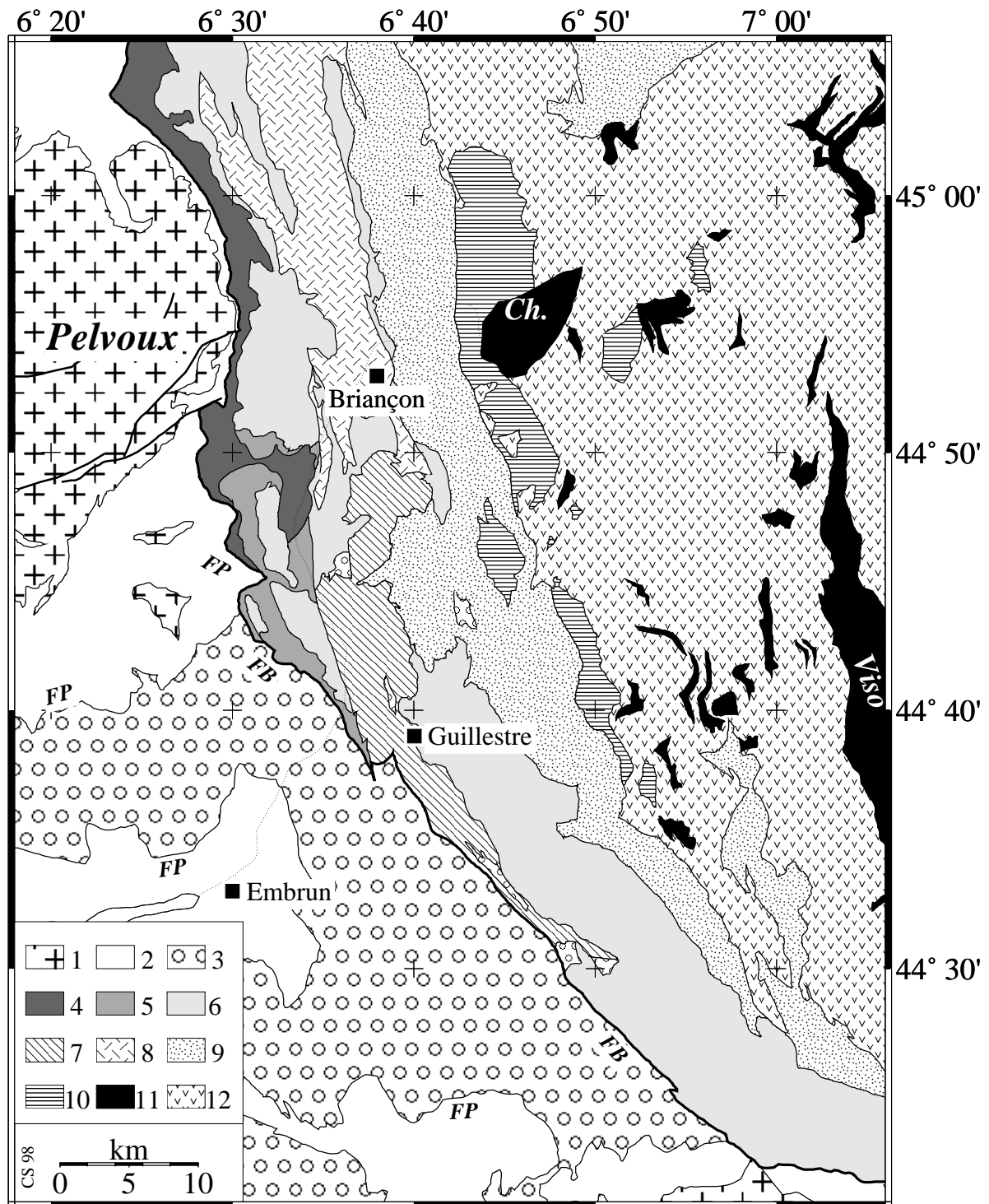


Figure 2.3 - Schéma structural de la zone étudiée.

Légende -

FB : Front briançonnais ; FP : Front pennique ; Ch. massif du Chenaillet.

Zone externe : (1) Massifs cristallins externes ; (2) Couverture Méso-Cénozoïque des MCE.

Zones internes : (3) Flysch à helmintoïdes et écailles tectoniques associées ; (4) Zone subbriançonnaise

(5-9) Nappes briançonnaises - (5) Roche Charnière ; (6) Champcella ; (7) Peyre Eyraute ; (8) Zone

houillère ; (9) Nappes briançonnaises internes ; (10-12) Schistes Lustrés piémontais - (10) Unités de marge continentale ; (11) Ophiolites ; (12) Métasédiments océaniques.

☞ La zone briançonnaise

Elle est composée d'une pile de nappes de couverture sédimentaire secondaire et tertiaire. Elles comportent des séries réduites avec plusieurs lacunes sédimentaires liées à une évolution paléogéographique secondaire particulière. Nous conserverons une nomenclature classique pour désigner les diverses nappes briançonnaises (d'ouest en est : nappes de Roche Charnière, Champcella, Peyre Eyraute). Les nappes briançonnaises internes ont été regroupées sous un même symbole pour plus de clarté. La figure 2.4 présente les colonnes stratigraphiques typiques des nappes de Champcella et de Peyre Eyraute.

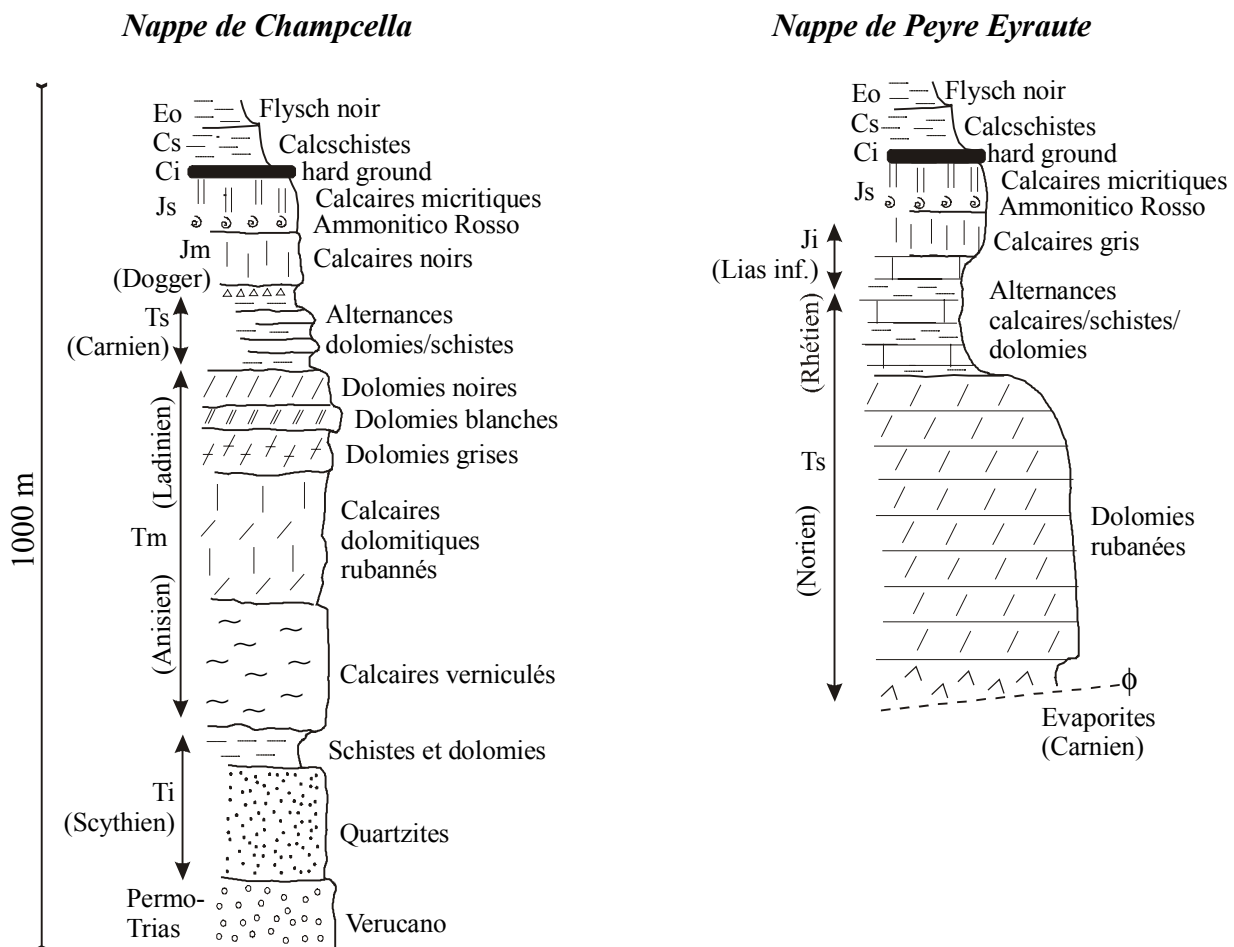


Figure 2.4 - Colonnes stratigraphiques simplifiées typiques des nappes briançonnaises de Champcella et de Peyre Eyraute selon la nomenclature classique de Debelmas (1955). Les lithologies sont données à titre indicatif. Les niveaux caractéristiques tels le hard ground du Crétacé inférieur ou le marbre de Guillore (Ammonitico Rosso) seront utilisés dans le texte et sur les dessins d'affleurements.

Abbr. - Ti : Trias Inférieur ; Tm : Trias Moyen ; Ts : Trias Supérieur ; Ji : Jurassique Inférieur ; Jm : Jurassique Moyen ; Js : Jurassique Supérieur ; Ci : Crétacé Inférieur ; Cs : Crétacé Supérieur ; Eo : Eocène.

☞ *La zone piémontaise*

Elle est constituée d'une part d'unités de marge continentale et d'autre part des unités d'origine océanique comprenant les Schistes Lustrés (métasédiments) et les ophiolites (*e.g.* massifs du Chenaillet, du Viso, etc. ; Lemoine et Tricart, 1986).

☞ *Les nappes de flyschs*

Composées de flyschs à Helmintoïdes (turbidites du Crétacé supérieur–Paléocène), ce sont des nappes penniques non métamorphiques charriées sur la zone externe. Relativement peu épaisses (moins de 1 km chacune ; Kerckhove, 1969), elles ont été charriées dans l'ensellement entre les massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera.

☞ *La zone subbriançonnaise*

Ce sont principalement des écaillés tectoniques de séries secondaires et tertiaires pincées dans le front pennique dont elles soulignent le tracé. Nous n'avons pas différencié les écaillés subbriançonnaises traînées à la base des nappes de flyschs.

Traditionnellement, le front pennique ou chevauchement pennique frontal (FP figure 2.3) marque le front des unités internes (« penniques » dans les Alpes centrales) charriées sur la zone externes. Ce front correspond à l'émergence d'une rampe crustale (ou lithosphérique) profonde dont l'importance a beaucoup été discutée suivant le profil ECORS-CROP, seule transversale des Alpes occidentales où des données géophysiques sur la structure profonde sont disponibles (Roure *et al.*, 1990 ; Sénéchal, 1991).

Plus au sud, en arrière du Pelvoux, Tricart (1980, 1982, 1984, 1986) a montré par des analyses tectoniques et microtectoniques que le front pennique représentait effectivement un chevauchement de premier ordre, siège d'un raccourcissement majeur de la chaîne que l'on peut situer à l'Oligocène. Il s'agit plus précisément du front chevauchant de la zone briançonnaise (FB figure 2.3) que jalonnent des écaillés subbriançonnaises. Plus au sud, entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera, le front pennique *sensu stricto* limite à l'ouest les nappes de flyschs à Helmintoïdes de l'Embrunais-Ubaye qui sont des nappes pelliculaires plus ou moins gravitaires (Kerckhove, 1969, Tricart, 1986). L'accident crustal majeur se situe en arrière des nappes de flysch, au front de la zone briançonnaise.

C'est cette discontinuité crustale soulignant l'arc de la partie occidentale de la chaîne alpine qui semble associée aux structures cassantes tardives et à la sismicité régionale. Nous emploierons les termes de *Front pennique Crustal* pour la désigner dans la suite du texte. Elle sera représentée sur les cartes par un trait épais.

1.3. Exemple d'étude de terrain : le site du Mélezin

La description du site du Mélezin dans la zone briançonnaise, 5 km au sud de Briançon, permet d'illustrer le type d'objets que nous serons amenés à appréhender dans cette partie. Ce site offre plusieurs échelles d'analyses de la fracturation illustrées sur la figure 2.5 avec :

- a) un panorama d'échelle kilométrique sur la faille normale du Mélezin;
- b) une vue de deux micro-failles normales conjuguées centimétriques.

La figure 2.5a est une vue vers l'ouest (massif du Pelvoux en arrière plan) du massif du Mélezin. La trace morphologique de la faille est très nette, ce qui permet une lecture claire et démonstrative du paysage. Le compartiment nord de la faille est constitué par les termes supérieurs de la nappe de Champcella avec, à la base, une barre calcaire du Jurassique supérieur (Js) et, au sommet, une épaisse série (~ 400 m) de calcschistes du Crétacé supérieur (Cs) replissée. Un crochon (pli d'entraînement) de faille normale d'échelle hectométrique affecte la barre de Jurassique supérieur, immédiatement contre la faille. Au sud de la faille, la surface de charriage entre la nappe de Peyre Eyraute (en haut) constituée de dolomies du Trias supérieur subhorizontales, et les calcschistes crétacés de la nappe de Champcella (en bas) fournit un repère structural majeur dont on peut déduire un rejet minimum de l'ordre de 500 m. Les mesures microtectoniques effectuées dans les calcschistes à proximité du col (disque noir) sont reportées sur le stéréogramme. La mesure moyenne du plan de la faille majeure est repérée sur le stéréogramme par les flèches latérales. Ce stéréogramme¹ montre une extension globalement N-S (voir le chapitre II.2. pour le calcul du paléo-tenseur associé).

L'échelle du panorama de paysage est la plus grande échelle d'analyse sur le terrain. A l'autre extrémité des objets structuraux, l'analyse microtectonique fournit des analogues à l'analyse macro-tectonique, et permet de mesurer précisément les marqueurs de la déformation.

La figure 2.5b illustre ainsi deux micro-failles normales conjuguées, F et F', dont la faille F à pendage sud peut être considérée comme analogue à la faille du Mélezin. Le site (b) se trouve à quelques centaines de mètres à l'ouest du col, au nord de la faille majeure, dans les calcschistes crétacés de la nappe de Champcella. Les caractéristiques de ces deux failles conjuguées permettent de relier directement l'analyse à l'échelle kilométrique et l'analyse à l'échelle centimétrique. Ainsi, les mesures reportées sur le canevas sont comparables à la mesure moyenne du plan de la faille majeure, et aux mesures microtectoniques effectuées au col. Les tectoglyphes sont visibles sur la photographie ; il s'agit de stries bien marquées sur les plans de failles et de fibres de calcites indiquant le sens normal du mouvement. De plus, des crochons de faille normale sont décelables dans la schistosité S1 subhorizontale aux abords du coin effondré entre les deux micro-failles.

1.4. Caractères généraux de la fracturation tardi-alpine

1.4.1. La fracturation comme dernière phase de déformation alpine

Les failles longitudinales et transverses décrites par les auteurs précités (cf. §1.1) forment l'ossature d'un réseau assez complexe. Une observation primordiale pour cette étude est le caractère tardif de la fracturation qui vient se superposer aux multiples structures compressives, dues aux différentes phases de raccourcissement alpines (cf. chapitre I.1). Ainsi, ce réseau de failles recoupe la pile de nappes briançonnaises et les trois principales schistosités plicatives associées à leur mise en place, précisément décrites par Tricart (1980).

¹ L'ensemble des stéréogrammes de ce mémoire, sauf mention du contraire, seront des *projections équivalentes* (Schmidt, équi-aire), de l'hémisphère inférieur.

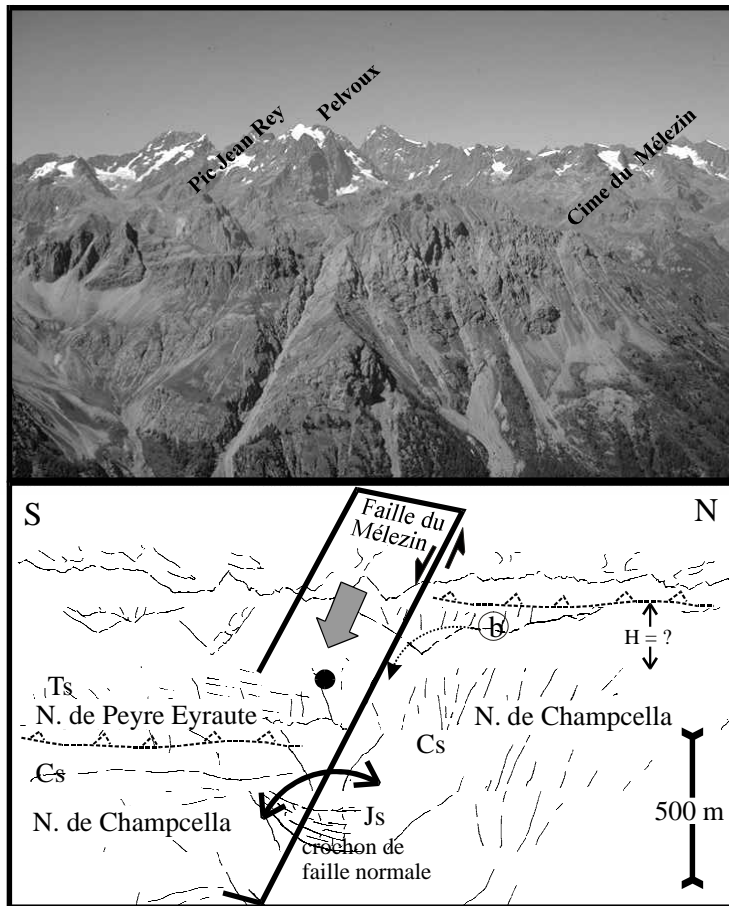


Figure 2.5a : panorama vers l'ouest du site du Mélezin. La faille majeure au premier plan décale l'édifice des nappes briançonnaises et abaisse la nappe supérieure (Peyre Eyraute) au niveau de la nappe inférieure (Champcella). Le contact de nappe entre les dolomies du Trias supérieur de Peyre Eyraute et les calcschistes du Crétacé supérieur de Champcella fournit un niveau repère au sud, mais est érodé au nord. De ce fait, nous pouvons calculer un rejet normal minimal pour cette faille de l'ordre de 500 m. Un crochon de faille normale se développe dans une barre de Jurassique d'une trentaine de mètres d'amplitude. Les mesures reportées sur le stéréogramme sont situées par le disque noir. Le site (b) - ci-dessous - est repéré à l'ouest de la crête. Ts : Trias supérieur; Js : Jurassique supérieur; Cs : Crétacé supérieur.

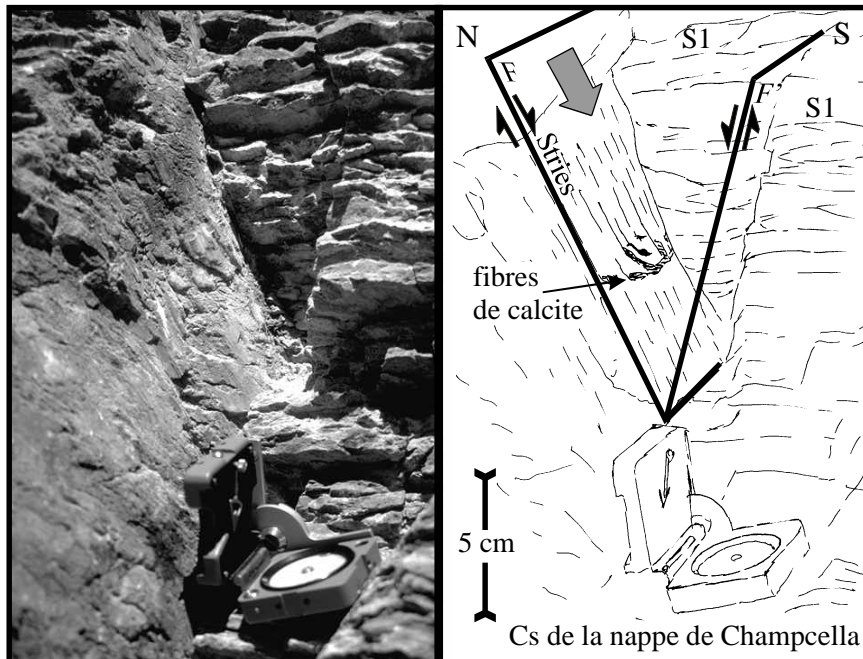
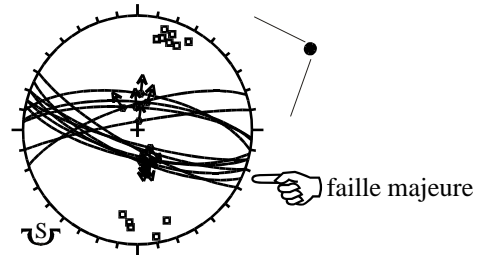


Figure 2.5b : micro-failles normales conjuguées dans les calcschistes crétacés au nord-ouest du col du panorama (a). Ces failles recoupent la schistosité subhorizontale. Notez les stries sur le plan de faille exposé et les fibres de calcite donnant le sens du mouvement. On distingue aussi des micro-crochons dans le coin effondré entre les deux failles conjuguées.

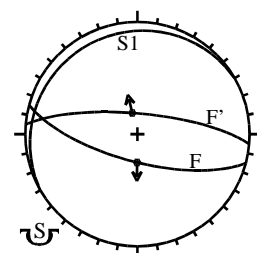


Figure 2.5 - Le site du Mélezin, un exemple d'analyse structurale à deux échelles, kilométrique en (a) et centimétrique en (b).

Le schéma structural du réseau de failles tardives a été établi à partir des levés de terrain, des analyses systématiques des photographies aériennes et des documents de télédétection et des MNT disponibles (cf. §2 ci-dessous). Que ce soit à l'échelle de l'affleurement ou à l'échelle de ce schéma structural (§3) il n'apparaît pas de chronologie relative claire entre les deux familles de failles tardives (longitudinales et transverses). Aucune de ces directions préférentielles de fracturation ne semble recouper l'autre de façon systématique, bien que la famille longitudinale soit plus développée à l'échelle régionale. De ce fait, nous pouvons conclure que :

les deux directions de fracturation reconnues dans cette région, longitudinales et transverses, se sont développées simultanément et ont fonctionné de façon synchrone, en réponse à un même régime tectonique.

Outre l'illustration de l'approche « multi-échelle », la figure 2.5 montre aussi des relations chronologiques claires. Le contact de nappes de la figure 2.5a, structure majeure en raccourcissement, est décalé par la faille du Mélezin, par conséquent **post-nappe**, qui met au même niveau le Trias de la nappe supérieure avec le Crétacé de la nappe inférieure. De la même façon, la figure 2.5b montre deux micro-failles **post-schistosité** (S1) associée aux charriages de nappes. Ailleurs dans la zone briançonnaise, ces structures cassantes en extension se superposent aux schistosités S2 et S3 de type crénulation respectivement associées à la reprise des nappes en plis et chevauchements vers l'ouest (S2) et aux rétrochevauchements vers l'est (S3) (Tricart, 1980).

Nous utiliserons le terme de fracturation *tardive* (ou *tardi-alpine*) pour désigner cette fracturation post-nappe de charriage et post-schistosité.

La figure 2.6 illustre cette chronologie relative sur trois exemples spécifiques :

- a) - La faille de la figure 2.6a décale une barre de Jurassique supérieur dans le vallon de Fouillouse, en Haute Ubaye. Cette barre forme la terminaison d'un grand rouleau anticlinal d'axe N140 globalement parallèle au plan du panorama (vue vers le nord-est). Cette faille a fonctionné postérieurement à la mise en place de la nappe et à son plissement, puisqu'elle découpe l'anticlinal de nappe. Le décalage du toit du Jurassique est d'environ 50 m.
- b) - La figure 2.6b est une vue du Rocher Baron dans la vallée de la Durance, près du village de St-Martin de Queyrières. Une série de failles normales à pendage ouest découpe ce massif quartzitique à la base de la nappe de Champcella. Ces failles sont vraisemblablement des conjuguées de la faille de la Durance à pendage est (faille majeure). Les mesures microtectoniques effectuées dans ce secteur sont reportées sur le stéréogramme. Le lecteur est invité à se reporter au chapitre II.2 pour l'analyse quantitative de ces mesures.
- c) - La micro-faille de la figure 2.6c, permet de préciser les relations entre schistosité et fracturation. Cette vue a été prise près du lac des Neuf Couleurs, dans le Massif du Chambeyron, en Haute Ubaye. La schistosité du Crétacé, plissée, est affectée par une micro-faille normale tardive. La veine de calcite injectée dans un plan de schistosité, antérieurement à la fracturation, permet d'évaluer le rejet de la faille (~10 cm). Deux crochons de faille normale se sont formés aux extrémités de la veine de calcite, témoignant d'un comportement fragile-ductile.

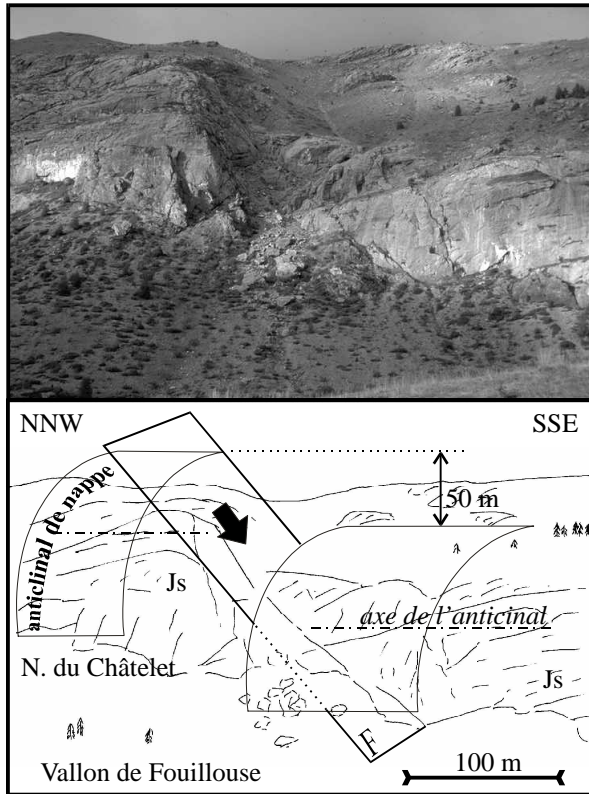


Figure 2.6a : vue vers l'est d'une faille normale transverse (environ N60) dans le vallon de Fouillouse. Cette faille découpe l'anticlinal de nappe au front de la nappe du Châtelet. Le rejet vertical est de l'ordre de 50 m.

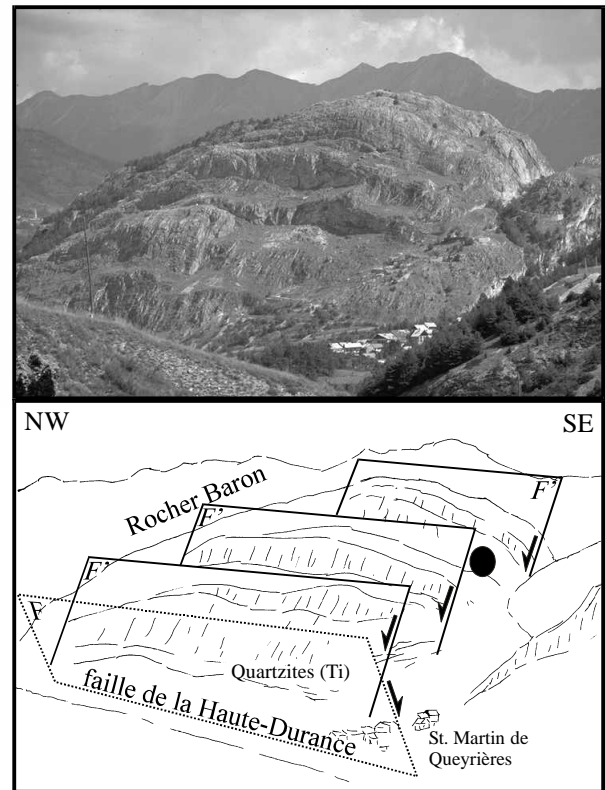


Figure 2.6b : vue vers l'est du site de Rocher Baron, dans la vallée de la Durance. Les failles à pendage ouest découpant les quartzites de la nappe de Champcella sont des conjuguées de la faille majeure de la Haute-Durance à pendage est. Les mesures microtectoniques sont situées par le disque noir.

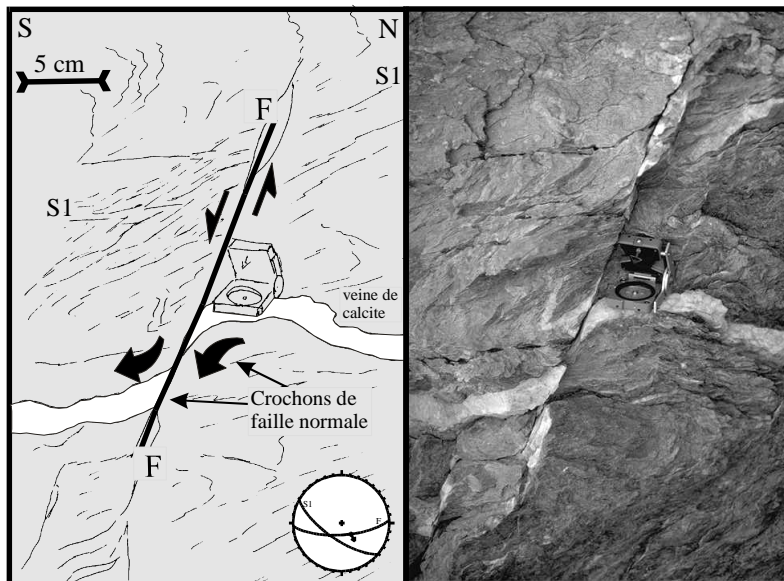
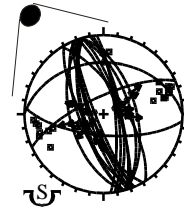


Figure 2.6c : micro-faille normale au nord du Brec de Chambeyron, postérieure à la schistosité plissée des calcaires crétacés (S1). La faille décale une veine de calcite injectée dans la schistosité. Le rejet est de l'ordre de 10 cm.

Figure 2.6 - Illustrations de la fracturation normale tardi-alpine sur trois exemples. Les sites du vallon de Fouillouse et de Rocher Baron illustrent une fracturation postérieure aux replissements des nappes de charriage; le site du Brec de Chambeyron présente une micro-faille postérieure à la schistosité.

Ces relations chronologiques entre structures de mise en place des nappes briançonnaises, schistosité comprise, et fracturation sont *systématiques* et se retrouvent dans l'ensemble de la zone étudiée et pour l'ensemble des failles décrites dans cette partie, aussi bien pour les décrochements que pour les failles normales, qui sont les deux types de failles que nous allons observer sur le terrain.

Cette constatation générale est rapportée par l'ensemble des auteurs ayant étudié la famille de failles longitudinales. Nous étudions donc ici la dernière phase de déformation alpine, cassante, dans la région considérée.

1.4.2. Une déformation cassante polyphasée ?

Les quelques exemples que nous venons de voir montrent que la fracturation tardive qui affecte la zone briançonnaise entre la région de Briançon et le nord du massif de l'Argentera s'exprime à toutes échelles, comme l'illustrent les figures 2.5 et 2.6, et suivant plusieurs directions. Outre ces problèmes liés à la géométrie du réseau de failles nous allons voir que la fracturation tardi-alpine a une histoire cinématique polyphasée associant la fracturation normale illustrée ci-dessus à des jeux décrochants, parfois importants exprimés le long du même réseau de failles tardives. Je présente ci-après les caractéristiques générales de la fracturation tardive telles quelles ressortent des analyses de terrain et de télédétection.

Les illustrations précédentes montrent que ce réseau de failles tardives traduit principalement une extension. Nous observons ainsi sur le terrain de nombreuses failles normales fréquemment conjuguées, de tailles variées (métriques à kilométriques) associées à des populations de plans striés décimétriques à métriques que nous exploiterons dans le chapitre II.2. A l'échelle de la zone étudiée dans son ensemble, les jeux normaux correspondent à la rupture en extension des deux familles de failles (longitudinales et transverses). Par contre, une analyse tectonique et microtectonique plus fine va nous montrer que d'importants mouvements décrochants, réactivant ces deux familles de failles, ont aussi eu lieu à l'échelle de la région étudiée.

Nous retrouvons fréquemment des rejeux décrochants le long des failles normales, avec en général des indices de chronologie assez clairs montrant un jeu tout d'abord normal puis un *rejeu* décrochant. Bien que cette observation ne soit pas systématique dans l'ensemble de la région étudiée, les sites où l'on a pu observer des tectoglyphes normaux et décrochants montrent soit une superposition des indices décrochants (stries, fibres de calcite, stylotites, etc.) sur les indices de mouvements normaux, soit des stries courbes avec passage du jeu normal au jeu décrochant. Cette chronologie relative est illustrée par la figure 2.7a. Elle ne suffit cependant pas pour parler de polyphasage tectonique. Les décrochements localement postérieurs aux jeux normaux sont systématiquement dextres le long de la famille de failles longitudinales et sénestres le long de la famille de failles transverses. Ces deux familles apparaissent alors comme deux directions conjuguées.

Les indices tectoniques décrochants sont généralement plus ténus que les indices de mouvements normaux, excepté le long de grands couloirs de décrochement, souvent longitudinaux. Ainsi, la faille de la Durance, reconnue principalement comme un grand décrochement dextre, met en contact à l'ouest la nappe briançonnaise de Champcella avec celle de Peyre Eyraute à l'est. Ce contact correspond en fait à la latitude de Guillestre à un abaissement de la seconde de l'ordre de 1000 m, à la faveur d'un jeu normal le long de la faille de la Durance avec effondrement du bloc est. Le long de cette faille, le rejeu décrochant a par contre gommé les marqueurs normaux pour ne laisser que des tectoglyphes indiquant clairement un mouvement décrochant. Plus au sud, certains faisceaux d'accidents longitudinaux peuvent par ailleurs s'interpréter uniquement en terme de décrochements (ex : faille de Serenne–Bersezio). La figure 2.7b présente de grands plans striés

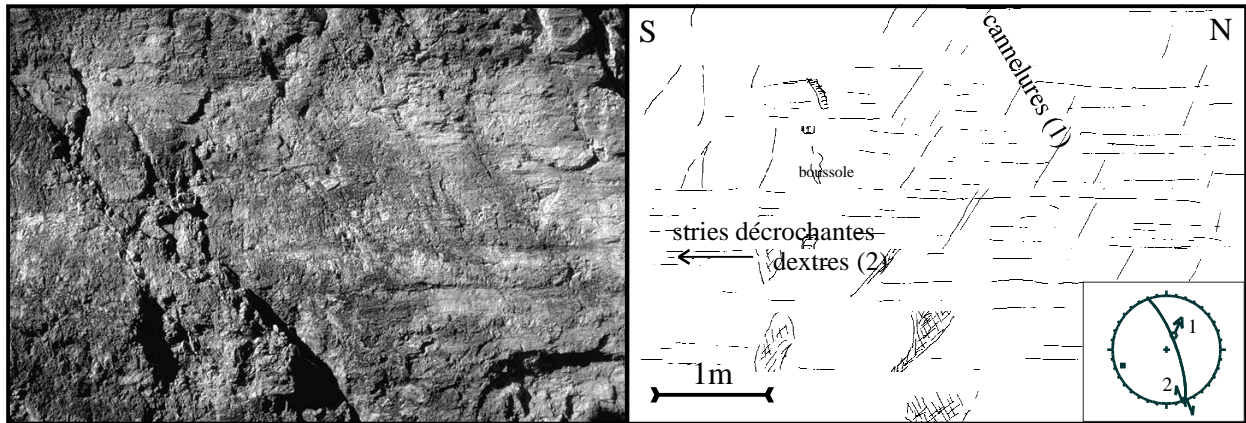


Figure 2.7a : plan strié sur la faille de la Durance (ici au sud de la Roche de Rame) montrant de fines stries serrées horizontales (2) associées au jeu dextre de la faille. Les cannelures décimétriques (1) plongeant vers le nord témoignent vraisemblablement du fonctionnement normal de cette faille antérieur au décrochement. Le stéréogramme situe ces deux générations de tectoglyphes par rapport au plan de faille.

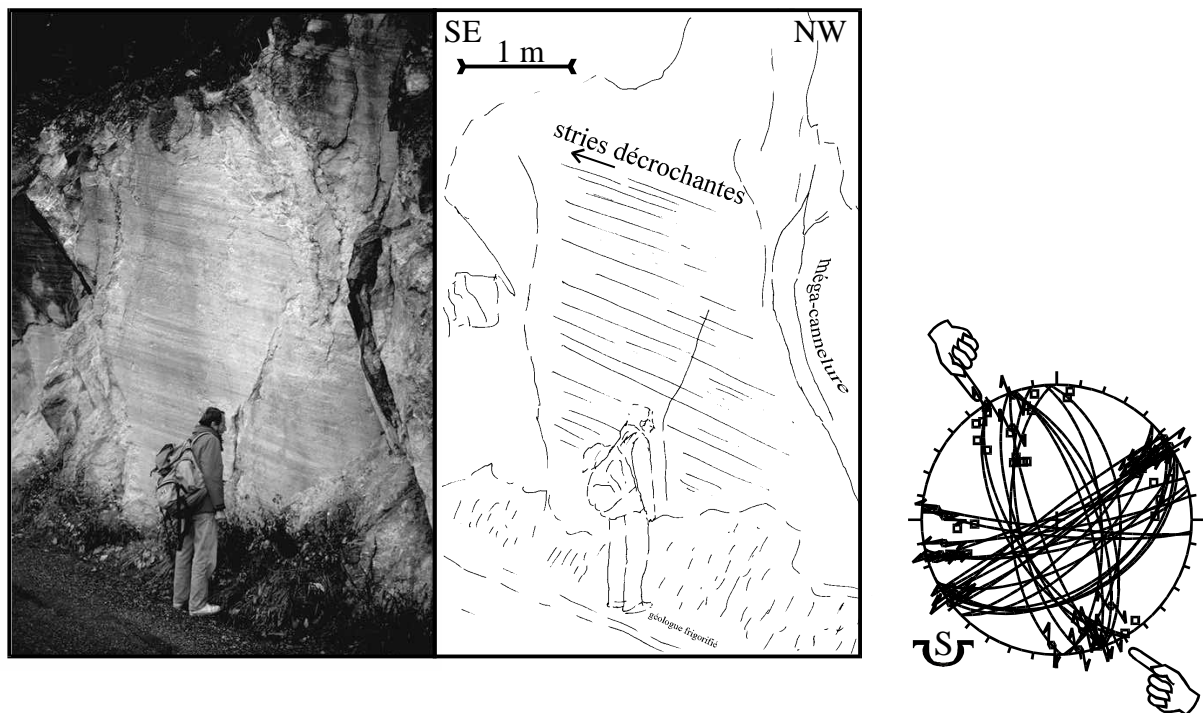


Figure 2.7b : surface striée sur la faille dextre du Val d'Escreins au sud-est de Guillestre. Notez la cannelure pluri-métrique associée au fonctionnement de la faille (phénomène de filetage). Le stéréogramme présente les mesures micro-tectoniques effectuées aux environs de ce site, reprises dans le chapitre II.2. Les deux mains donnent la position du faisceau de failles du Val d'Escreins.

Figure 2.7 - Illustrations des rejeux décrochantes, généralement postérieurs aux jeux normaux. Les failles de la Durance et du Val d'Escreins (plus au sud) appartiennent au même faisceau décrochant dextre qui court longitudinalement à cette partie de l'arc alpin sud-occidental.

(décamétriques) le long du couloir décrochant dextre du Val d'Escreins, qui relie le faisceau de failles de la Haute Durance au nord et la faille de Serenne–Bersezio au sud.

1.4.3. Un épisode tectonique cassant anté-extension ?

Nous avons observé sur le terrain, localement, des marqueurs de la déformation cassante qui ne sont associés ni aux mouvements normaux ni aux mouvements décrochants de dernière génération. Il s'agit d'une phase décrochante qui s'exprime surtout par des fentes de tension (bien que 4 sites microtectoniques présentent des populations de plans striés compatibles avec cette phase cisailante ; voir l'analyse quantitative chapitre II.2). L'analyse précise des affleurements riches en fentes de tension montre que cette phase est précoce par rapport aux derniers mouvements décrochants décrits ci-dessus : les fentes associées aux derniers décrochements recoupent le système de fentes de tension associées aux décrochements précoces.

Bien qu'antérieurs aux jeux décrochants les plus tardifs (et vraisemblablement aux jeux normaux), cette phase de déformation cassante est elle aussi postérieure à la mise en place des nappes briançonnaises (pas de relation entre la stratification S_0 et la géométrie des fentes), et recoupe la schistosité (qui reste peu pénétrative en général là où nous pouvons étudier ces systèmes de fentes de tension développés sur des lithologies compétentes). Nous étudions donc ici aussi une déformation postérieure aux épisodes compressifs ayant affecté les unités briançonnaises.

Par ailleurs, les deux régimes tectoniques décrochants sont incompatibles en terme de contraintes. Nous avons vu que la déformation cassante régionale, principalement extensive, s'exprime sur des failles normales reprises en décrochement, avec des mouvements dextres le long de la famille de failles longitudinales et sénestres le long de la famille de failles transverses. Ces décrochements sont donc associés à un régime de contraintes avec un axe compressif globalement nord-sud et un axe extensif est-ouest (se reporter au chapitre II.2 pour une analyse précise de ce champ de contraintes).

Au contraire, les fentes de tension associées aux décrochements précoces montrent un axe compressif grossièrement est-ouest avec un axe extensif nord-sud.

Les objets observés sur ce type d'affleurements sont des systèmes de fentes de tension injectées de calcite recristallisée généralement développés sur des surfaces structurales des niveaux assez calcaires (Dogger, Trias supérieur). Les fibres de calcite fournissent des informations sur le mode de développement des fentes (Ramsay et Huber, 1987). La géométrie des fentes donne une indication sur l'orientation de l'axe de contrainte σ_3 (extensif) au moment de leur création. Enfin, la position relative des fentes de tension *en échelons* renseigne sur le sens des mouvements décrochants. Notons aussi des figures spectaculaires et plus rares telles que des micro pull-aparts. Ces différents objets structuraux sont illustrés par la figure 2.8.

Les premières observations qui nous ont fait prendre conscience de cette phase décrochante précoce ont été des fentes de tension en échelon montrant un mouvement dextre le long d'un plan potentiel de cisaillement N50, *i.e.* la direction transverse qui, par ailleurs, est associée aux décrochements tardifs sénestres à l'échelle régionale. La figure 2.8a illustre ce type de fentes en échelon alignées sur un plan potentiel de cisaillement N50 et montrant un décrochement dextre. Par la suite, l'analyse précise de plusieurs sites nous a permis de contraindre ces déformations et de les associer à une phase cassante précoce par rapport à l'extension et aux décrochements connexes. La figure 2.8b présente deux séries de fentes de tension en échelon dextres et sénestres superposées sur un même plan potentiel de cisaillement de direction N50. Les critères chronologiques ne sont pas flagrants à l'échelle de la photographie ; par contre, l'analyse des fibres de calcite aux intersections

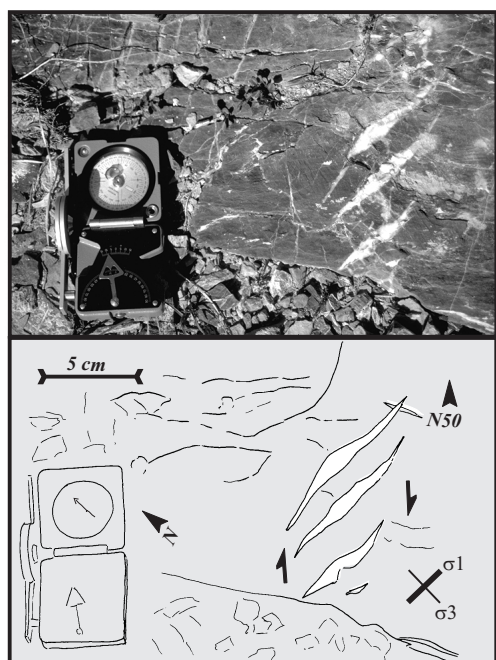


Figure 2.8a : fentes de tension en échelons montrant un mouvement dextre selon un plan potentiel de cisaillement N50. Fentes développées sur une dalle de dolomies de Trias près de la crête du Buguet.

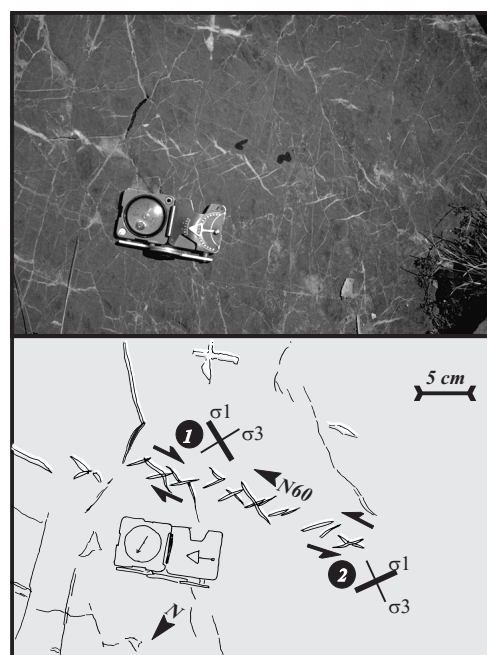


Figure 2.8b : double systèmes de fentes de tension en échelons. Les superpositions des fibres de calcite dans les fentes montrent que le mouvement dextre sur ce plan potentiel de cisaillement N60 est antérieur au mouvement sénestre, lequel est compatible avec les derniers décrochements à l'échelle régionale. Calcaires du Dogger, site du Pic de Beaudouis.

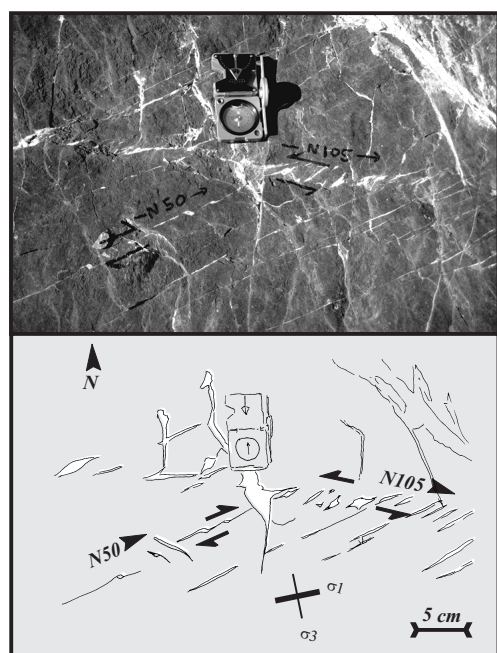


Figure 2.8c : fentes de tension en échelons montrant un cisaillement sénestre selon une direction N105 conjugué avec un cisaillement dextre selon une direction N50 comme en témoignent les micro pull-aparts (entre les deux flèches symbolisant le mouvement dextre). Calcaires du Dogger, site du Pic de Beaudouis.

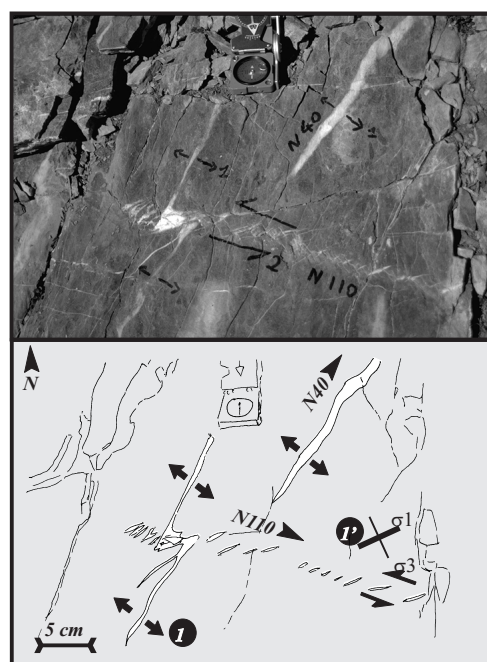


Figure 2.8d : deux générations de fentes de tension associées à une direction d'extension NW-SE (1) puis NNW-SSE (1'). Il y a probablement eu localement rotation des axes de contraintes au cours du temps (calcaires du Dogger, Pic de Beaudouis).

Figure 2.8 - Quelques affleurements riches en fentes de tension associées au premier épisode de déformation cassante dans l'histoire de la fracturation tardi-alpine.

entre les deux systèmes d'échelons et la déformation du système dextre par le système sénestre fournissent des arguments chronologiques fiables montrant que les mouvements dextres selon cette direction sont antérieurs aux mouvements sénestres. Deux affleurements démonstratifs de la phase décrochante précoce sont décrits sur les figures 2.8c et 2.8d. Ces deux sites montrent des objets micro-structuraux variés compatibles avec la première phase décrochante (compression nord-sud et extension est-ouest). Ce type de structures se rencontre en particulier près du Pic de Beauduis et de la Crête du Buguet, quelques kilomètres au sud de Briançon, ainsi qu'au nord de la Mortice et au nord du Brec de Chambeyron (Haute Ubaye).

2. L'approche morphotectonique

2.1. Photographie aérienne

La détection et le suivi des failles, sur des critères morphologiques et à l'échelle de l'ensemble de la zone cible, sont basés sur une analyse précise des photographies aériennes disponibles sur la zone d'étude. Ce travail de fond permet de suivre de façon très efficace les accidents reconnus sur le terrain. Généralement, le suivi "aérien" de ces accidents fournit des indications précieuses sur les connexions que l'on peut faire entre plusieurs branches d'une même faille ou d'un même faisceau de failles. Par ailleurs, c'est un moyen de contraindre assez clairement les relations d'intersections entre les deux familles de failles (longitudinales et transverses); ainsi, l'analyse des vues aériennes montre qu'il n'y a pas de chronologie systématique entre ces deux familles. Ce résultat met en évidence un fonctionnement simultané des deux familles de failles, en réponse à un *même* régime tectonique.

Le principal apport de cette analyse est de préciser la géométrie du réseau de failles. Ce résultat est reporté sur la figure 2.9, où le réseau de failles tracé d'après l'analyse des vues aériennes, *sans extrapolation*, est superposé en traits épais sur le schéma structural simplifié de la zone cible. Cette approche systématique permet de fournir un nouvel outil pour l'analyse tectonique de cette région, en particulier de sa partie briançonnaise. Si ce travail a été effectué tout d'abord pour étudier la tectonique récente, ce schéma structural, prenant en compte l'ensemble de la fracturation tardive, devrait aussi permettre d'affiner les reconstitutions paléogéographiques concernant la zone briançonnaise (Claudel, 1999). Ainsi, nous pouvons remarquer que la fracturation tardi-alpine structure les nappes briançonnaises dans cette région, plusieurs limites de nappes étant confondus avec les tracés de failles tardives.

2.2. Télédétection satellitaire

2.2.1. Images SPOT

Les seuls documents permettant d'appréhender la structure générale d'une zone à grande échelle (ici à l'échelle d'une centaine de kilomètres) sont les vues satellites. Nous avons utilisé le couple de vues SPOT panchromatiques de la région de Briançon (52260 a et b) acquis dans le cadre du programme GéoFrance3D-Alpes. La figure 2.10 ci-dessous donne une localisation géographique de ce couple stéréophotographique.

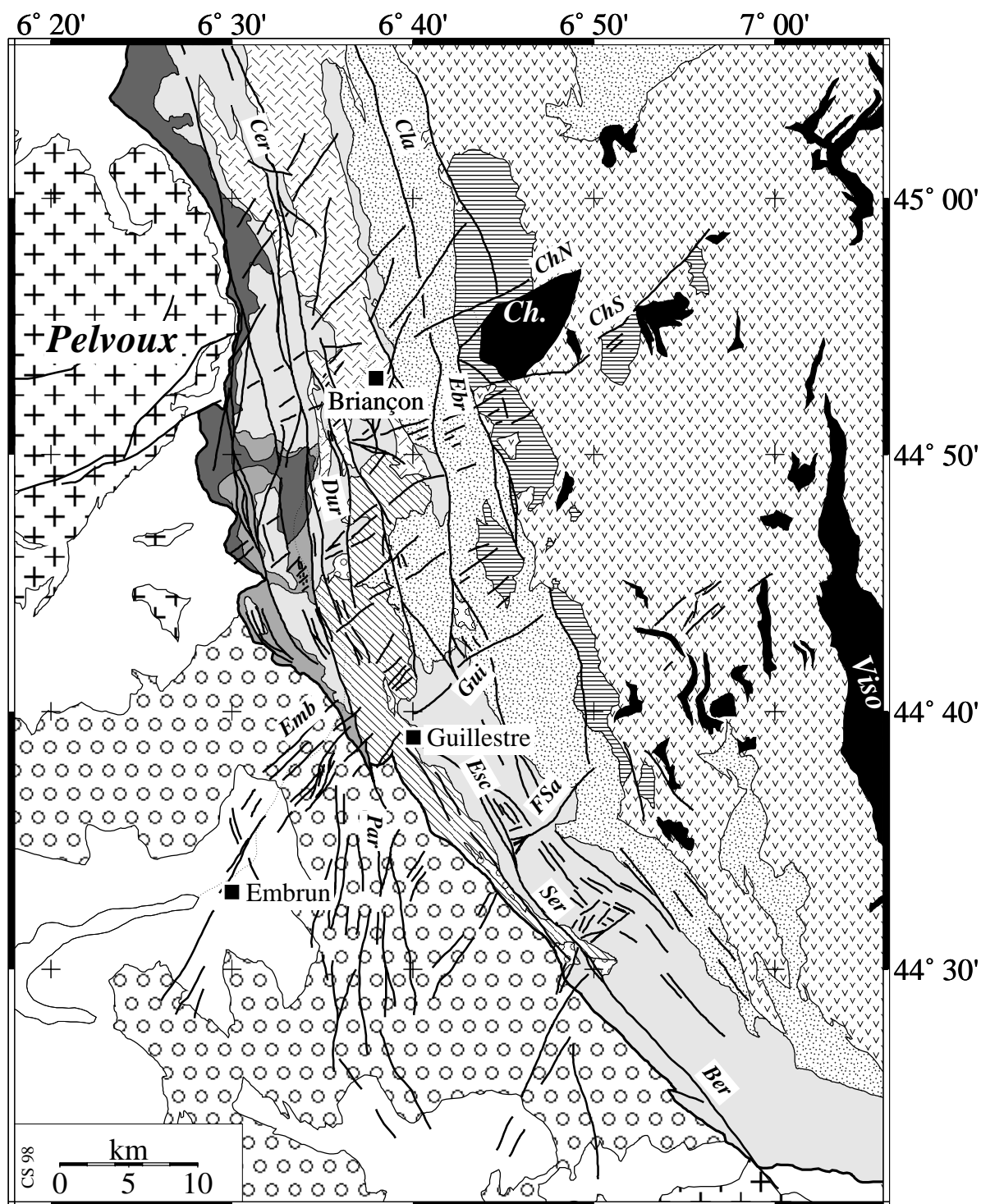


Figure 2.9 - Résultat de l'analyse stéréophotographique du réseau de failles tardi-alpines.

Deux types d'informations ressortent de ce travail :

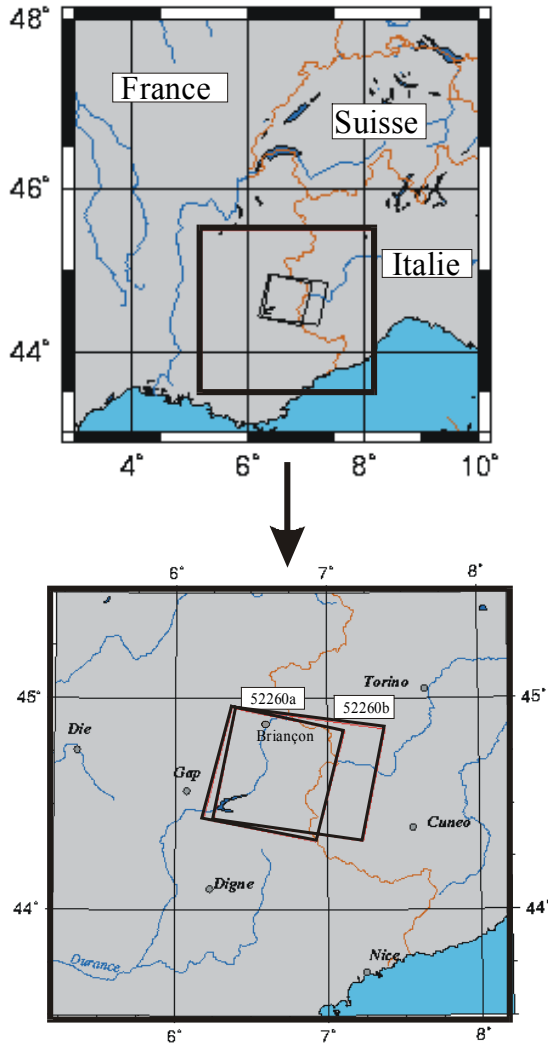
1 - les relations de détail entre les différentes failles.

2 - les grandes tendances de cette fracturation tardive qui structure la pile de nappes briançonnaises.

Les failles longitudinales à l'arc alpin sont prédominantes par rapport aux failles transverses. A hauteur de Guillestre, le faisceau de failles N160 se divise en deux branches : vers le sud et le sud-est, alors que le faisceau de failles de l'Embrunais s'infléchit légèrement vers le nord-est.

Légende identique à la figure 2.3. Abbr. des failles et faisceaux de failles: Ber : Bersézio ; Cer : Cercès ; ChN et ChS : failles bordières nord et sud du Chenaillet ; Cla : Clarée ; Dur : Durance ; Ebr : est briançonnais ; Emb : Embrunais ; Esc : Val d'Escreins ; FSa : Font Sancte ; Gui : Guil ; Par : Parpaillon ; Ser : Serenne.

Outre le travail d'interprétation de l'image et les traitements que nous y avons appliqués, ces vues ont permis le calcul de modèles numériques de terrain (MNT) de précisions variées (de 10 m de pas à 80 m, voir § 2.3 ci-après).



L'ensemble de ces travaux ainsi que l'analyse des MNT a été effectuée en collaboration avec G. Vidal (ENS Lyon).

Ce travail sur l'imagerie et sur les MNT est en cours de développement. Je ne présente donc ici que des analyses *préliminaires* et des exemples de traitements que nous pouvons effectuer sur ce type de documents. Nous cherchons à en extraire le signal tectonique et à le caractériser comme tel. Cette étude s'appuie sur une connaissance du terrain précise, complémentaire de l'analyse de documents issus de la télédétection.

Figure 2.10 - Localisation du couple d'images SPOT utilisé.

La vue SPOT complète, redressée (ortho-image), est présentée figure 2.11. Son interprétation en terme de fracturation, ou plutôt de *structuration* puisqu'il est difficile de parler de failles à ce niveau d'analyse, permet de retrouver les caractéristiques générales du réseau de failles tardives et de préciser ses relations avec les grands traits morphologiques de cette partie sud de l'arc alpin (figure 2.12). Cette figure illustre, et confirme, la connexion du faisceau de failles de Haute-Durance avec les failles de Bersezio et de l'Argentera au sud-est ou encore avec les couloirs de failles de l'Embrunais et du Parpaillon au sud-ouest et au sud respectivement.

Nous retrouvons sur cette vue une relation assez directe entre le système de failles que nous étudions et les caractères morphologiques majeurs de cette zone. En particulier, nous pouvons remarquer que les vallées de la Durance, de Larche, du Guil ou encore de la Haute-Ubaye sont alignées selon les directions de fracturation préférentielles et se sont vraisemblablement développées à la faveur des accidents majeurs qui les parcourent ou en sont très proches (faille de Bersezio et vallée de Larche par exemple).

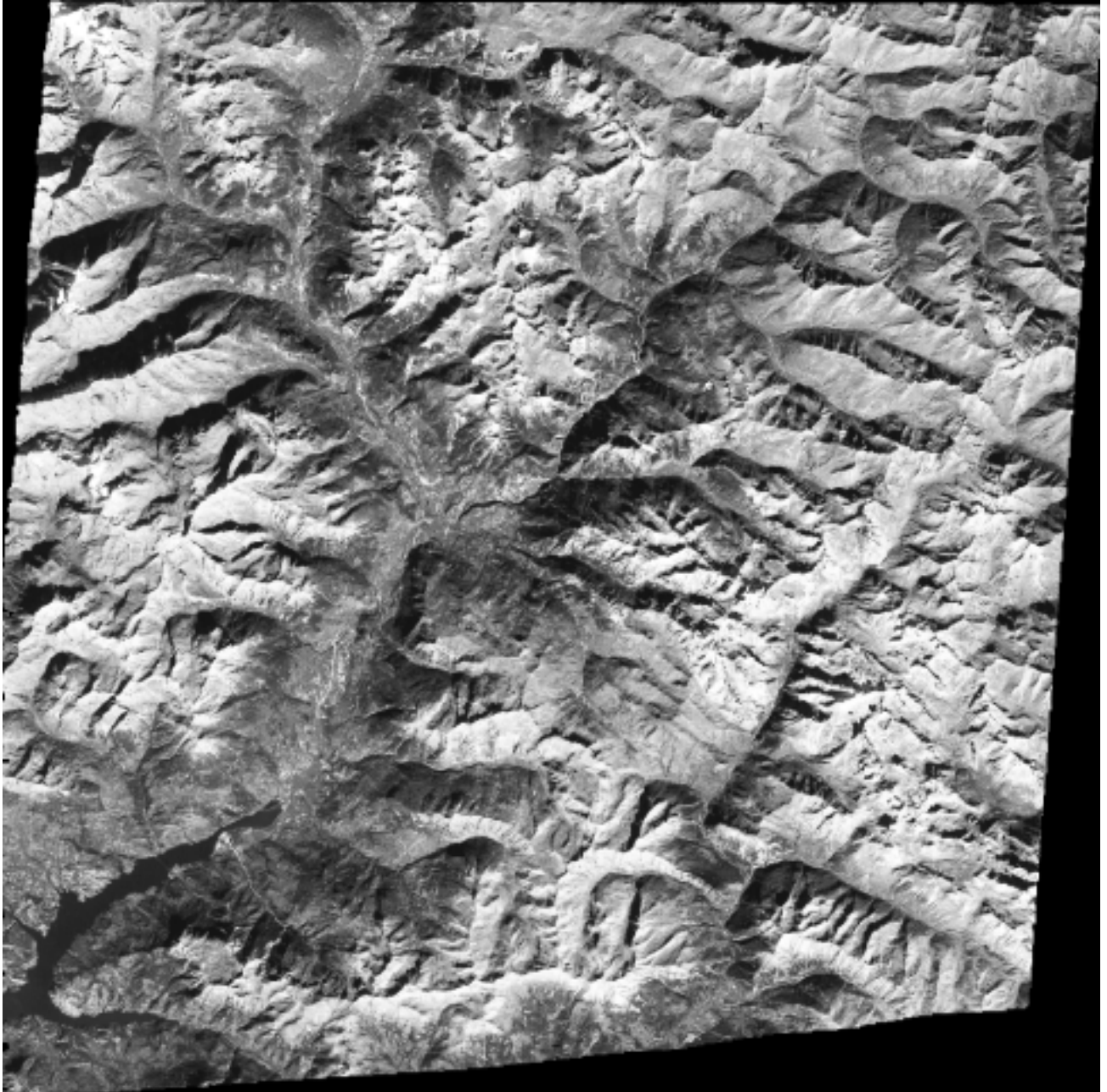
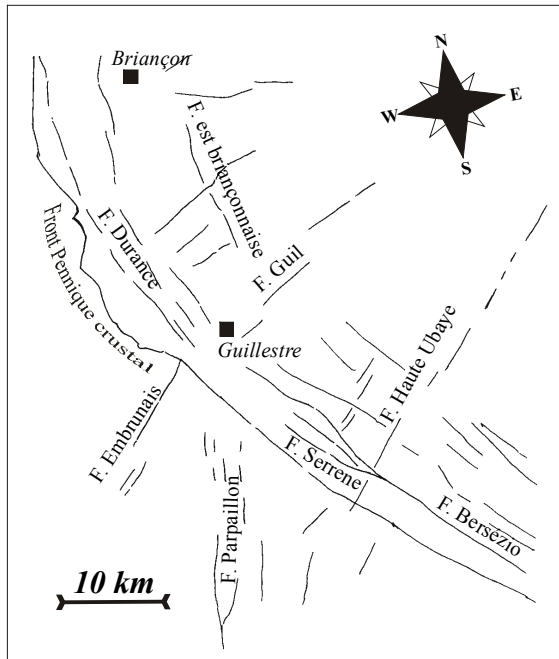


Figure 2.11 - Image SPOT panchromatique de la région étudiée. Ce document permet d'analyser les structures de la chaîne à grande échelle. L'interprétation de l'image globale est donnée figure 2.12.

L'image satellite permet aussi d'observer des structures morphologiques qui ne sont pas visibles avec les seules vues aériennes (e.g. vallée de la Haute Ubaye).



Enfin, l'image SPOT, par sa précision (pixel de 10 m), nous a permis de faire des agrandissements importants de sites particuliers et d'y mener une étude structurale précise en termes de géométrie et d'interconnexions des accidents (cf le § 2.3). Je présente dans le paragraphe 4.5 de ce chapitre l'analyse d'une zone active où nous avons mis en œuvre ce type de méthodes.

Figure 2.12 - Interprétation morpho-tectonique succincte de l'image SPOT.

2.2.2. Imagerie radar

J'ai aussi eu l'opportunité d'étudier l'image radar ERS1 (en amplitude) de la région de Briançon dans le Laboratoire de Géologie Structurale de J. Chorowicz (Paris VI). Ce document reproduit figure 2.12 est difficile à utiliser tel quel pour une analyse structurale. Du fait de l'orbite montante du satellite, nous avons une vue vers l'est de la zone, mettant en évidence uniquement les structures sur les faces ouest. En outre, le relief très accidenté de la région de Briançon empêche une analyse structurale claire, l'image radar exagérant fortement ce relief. Dans ce cas, c'est surtout la connaissance du terrain qui permet d'interpréter l'image radar... En fait, l'exploitation de ce type de document nécessite une étude spécifique qui n'a pas pu être menée dans le cadre de mon travail. J'ai simplement exploré une direction de recherche qui pourrait être développée dans le futur. En particulier, la prise en compte de la phase du signal radar permet en théorie d'imager la déformation de la zone considérée bien que l'application de ces méthodes aux zones accidentées et/ou humides reste problématique.

Notons simplement que cette image (figure 2.12) fait ressortir les *terrains instables* et glissés en masse. La pénétration de quelques dizaines de mètres dans le sol des longueurs d'ondes radar met en évidence la « texture » du terrain et donc les zones déstabilisées et glissées. Nous observons ce type de structures en particulier dans la vallée de la Durance et aux abords sud du massif du Chenaillet. Ces glissements de terrain sont probablement à relier avec l'activité tectonique récente de la région.

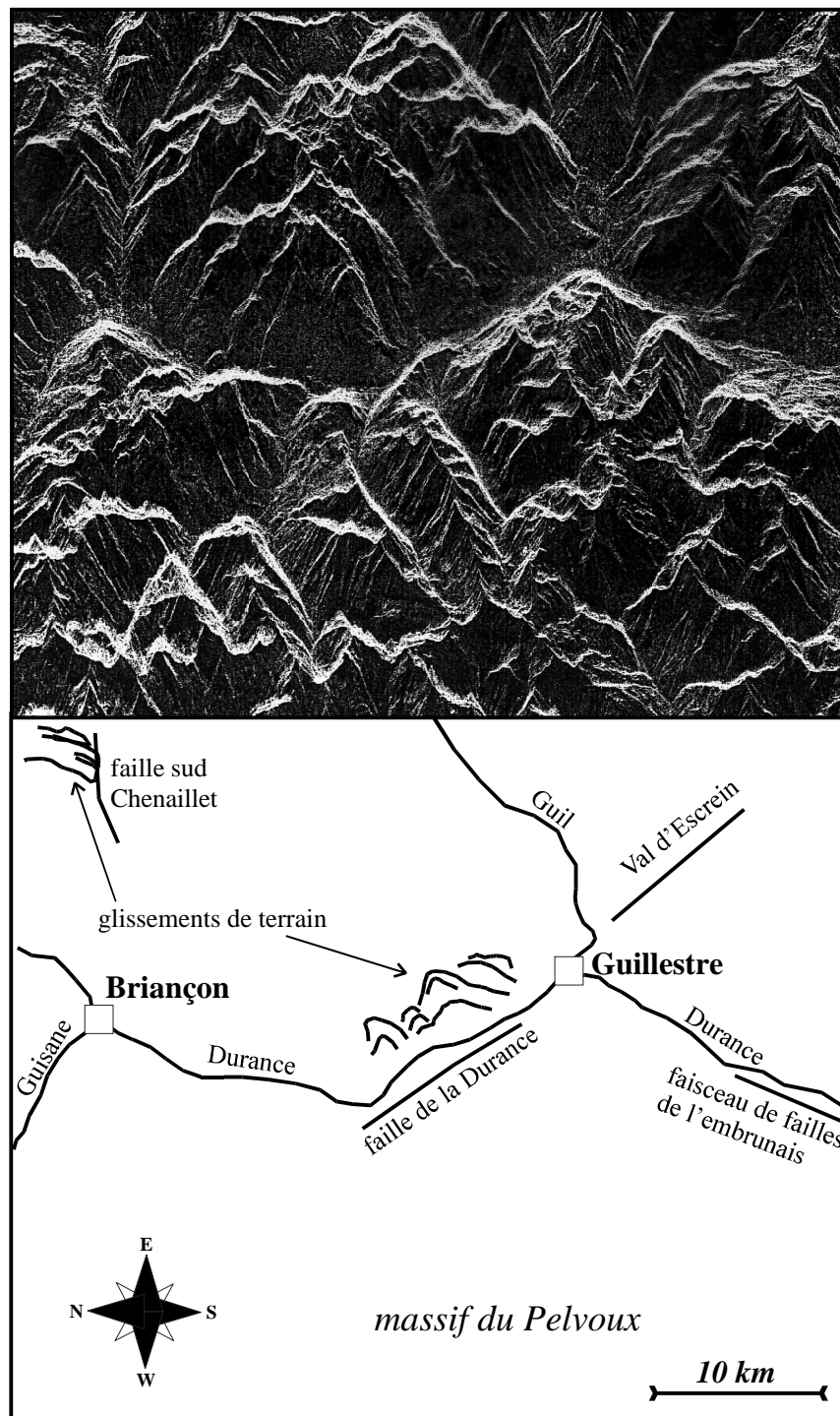


Figure 2.13 - Image radar de la région de Briançon. L'orbite montante du satellite masque les structures à vergence est. D'autre part, si l'on retrouve effectivement certaines des failles principales de la région, cette image reste difficile à exploiter d'un point de vue structural principalement du fait du relief accidenté de cette zone. Notons que l'imagerie radar de par ses caractéristiques physiques permet de détecter les zones glissées (ex : le glissement de terrain en face sud du massif du Chenaillet).

2.3. L'apport des MNT

L'étude des MNT (modèles numériques de terrain) présentée ici vise à retrouver et à imager des anomalies topographiques liées à la tectonique. Ce travail est actuellement en cours d'avancement en collaboration avec G. Vidal. Les premières analyses que nous avons menées sont prometteuses, grâce à la qualité et la précision des MNT. Je ne présente ici que quelques exemples de ces analyses. Le lecteur est invité à se reporter au §4.5 dans lequel nous avons utilisé ces outils pour effectuer une analyse morphotectonique du site particulier de la Mortice-Font Sancte, en Haute Ubaye.

Le MNT utilisé a été calculé à partir du couple d'images SPOT que j'ai décrit au §2.2.1. Il a donc un pas théorique de 10 m (taille du pixel de l'image). Le calcul du MNT est basé sur la corrélation entre les points communs des deux images selon un principe identique à celui de la stéréophotographie. Ce calcul nécessite la détermination précise (là aussi à 10 m ; en fait au demi millimètre sur une carte topographique au 25000^e) d'une quarantaine de points de références ou *points d'amer*, localisés sur l'image de la figure 2.14.

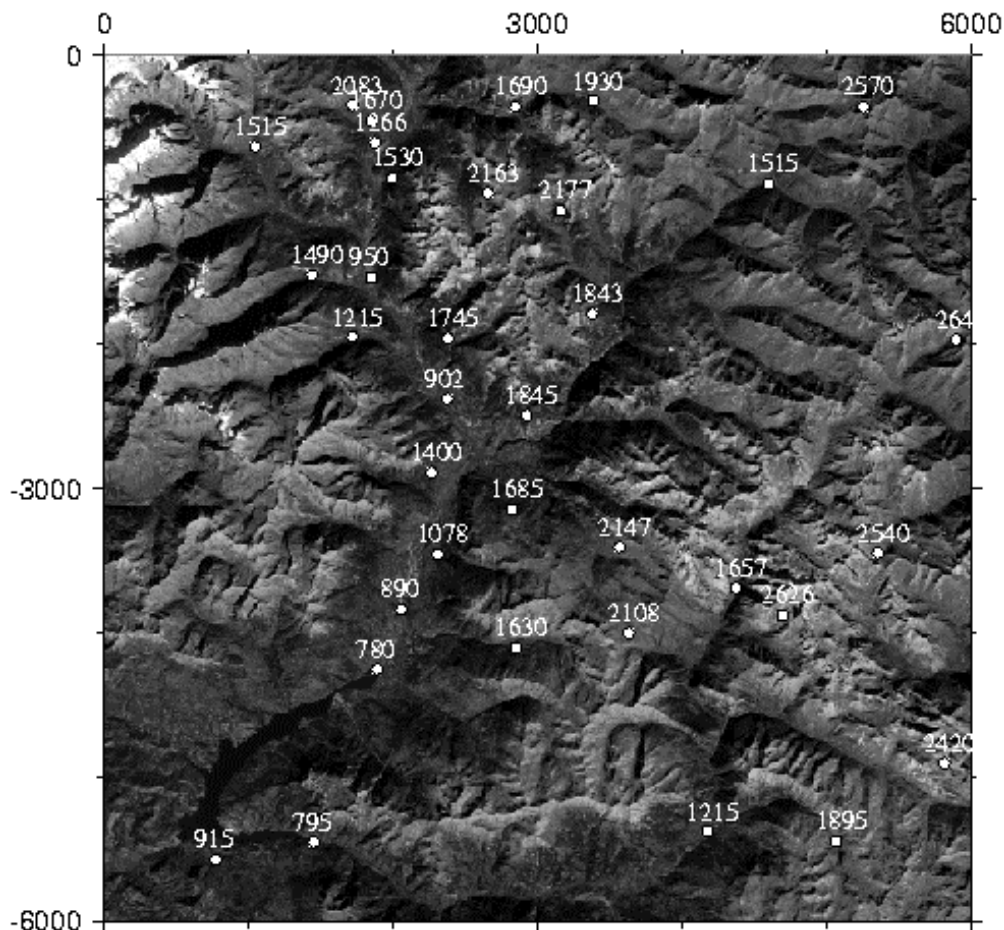


Figure 2.14 - Localisation sur l'image SPOT des points d'amer utilisés pour le calcul du MNT.

L'analyse du MNT permet d'affiner l'analyse du couple d'images SPOT, duquel a été extrait le signal topographique. Ce MNT est présenté figure 2.15 avec un pas de 80 m. Notez que la corrélation entre les deux images ne peut pas s'effectuer à l'aplomb du lac de Serre-Ponçon (anomalies à l'extrême sud-ouest du MNT). Le MNT le plus précis que l'on puisse obtenir a un pas théorique de 10 m. Cette précision n'est obtenue que dans des zones de corrélation particulièrement élevée entre les deux images. En pratique, le pas « moyen » de ce MNT est de l'ordre de 20 m dans toute la région et localement de 10 m.

Les agrandissements de ce document que l'on peut réaliser sur des zones réduites permettent de suivre une faille donnée et d'en préciser la géométrie. Ainsi, la figure 2.16 (MNT de la zone localisée par le carré de la figure 2.15) montre de façon univoque que la faille qui passe au col de la Pusterle (vallée du Fournel) se poursuit sur plusieurs kilomètres en s'infléchissant vers l'est, *i.e.* en suivant peu ou prou la courbe du front pennique. L'analyse structurale de ce site, aux environs de la Tête d'Oréac, immédiatement à l'est du front pennique fait l'objet de la publication reprise dans le chapitre II.3, au §2. L'analyse précise du MNT a aussi servi à étudier la zone « active » de la Mortice – Font Sancte détaillée dans le §4.5.

Le second type de document que l'on peut tirer de ce MNT sont les blocs diagrammes topographiques sur lesquels peuvent être projetées diverses images et en premier lieu l'image satellite. La représentation en bloc diagramme associée au plaquage de l'image SPOT est le document qui autorise la meilleure analyse structurale d'un site (dans les quelques cas que nous avons testé). Deux vues générales de la région étudiée sont reportées sur la figure 2.17 ; elles illustrent à grande échelle ce que peut apporter la projection de l'image SPOT sur le MNT (à 80 m).

Ce type de document (avec le MNT à 10 m) nous a permis d'améliorer le schéma structural de la zone de la Mortice – Font Sancte, plusieurs caractéristiques de cette zone n'étant pas déterminées avec les outils plus classiques. D'autres images telles que des représentations de la carte géologique, des schémas structuraux ou des réseaux de failles peuvent aussi être projetés sur ces blocs diagrammes et fournir une vision en trois dimensions de l'objet étudié.

La figure 2.18 montre un exemple de traitements appliqués au MNT (ombrages, filtrages, directionnels, passe-bandes, lissages...). Elle présente deux filtrages directionnels selon les directions NW-SE et NE-SW, c'est-à-dire à peu près selon les directions des familles de failles longitudinales et transverses à la chaîne. Ce traitement est appliqué dans le but de faire ressortir les structures sub-parallèles à la direction du filtre. Ces deux filtrages (filtres de degré 5) font ressortir des modes de structuration différents pour ces deux directions.

Deux informations sont apportées par le filtrage longitudinal (NW-SE) :

- ☞ - Ce filtre permet d'imager de façon assez spectaculaire le front pennique, ce qui valide la recherche d'information sur les structures tectoniques par ce type d'analyse ;
- ☞ - La structure en lanières longitudinales de la zone briançonnaise est très marquée. Nous pouvons observer une structuration serrée, avec une longueur d'onde (*i.e.* une distance entre deux lanières de l'ordre du kilomètre).

A l'opposé, le filtre transverse fait ressortir des structures plus importantes, de longueur d'onde de l'ordre de la dizaine de kilomètres, correspondant en fait à des vallées transverses (Guil, Embrunais, Ubaye). Ce filtrage montre que ces structures traversent le front pennique avec quelques décalages, et se prolongent assez loin en zone externe.

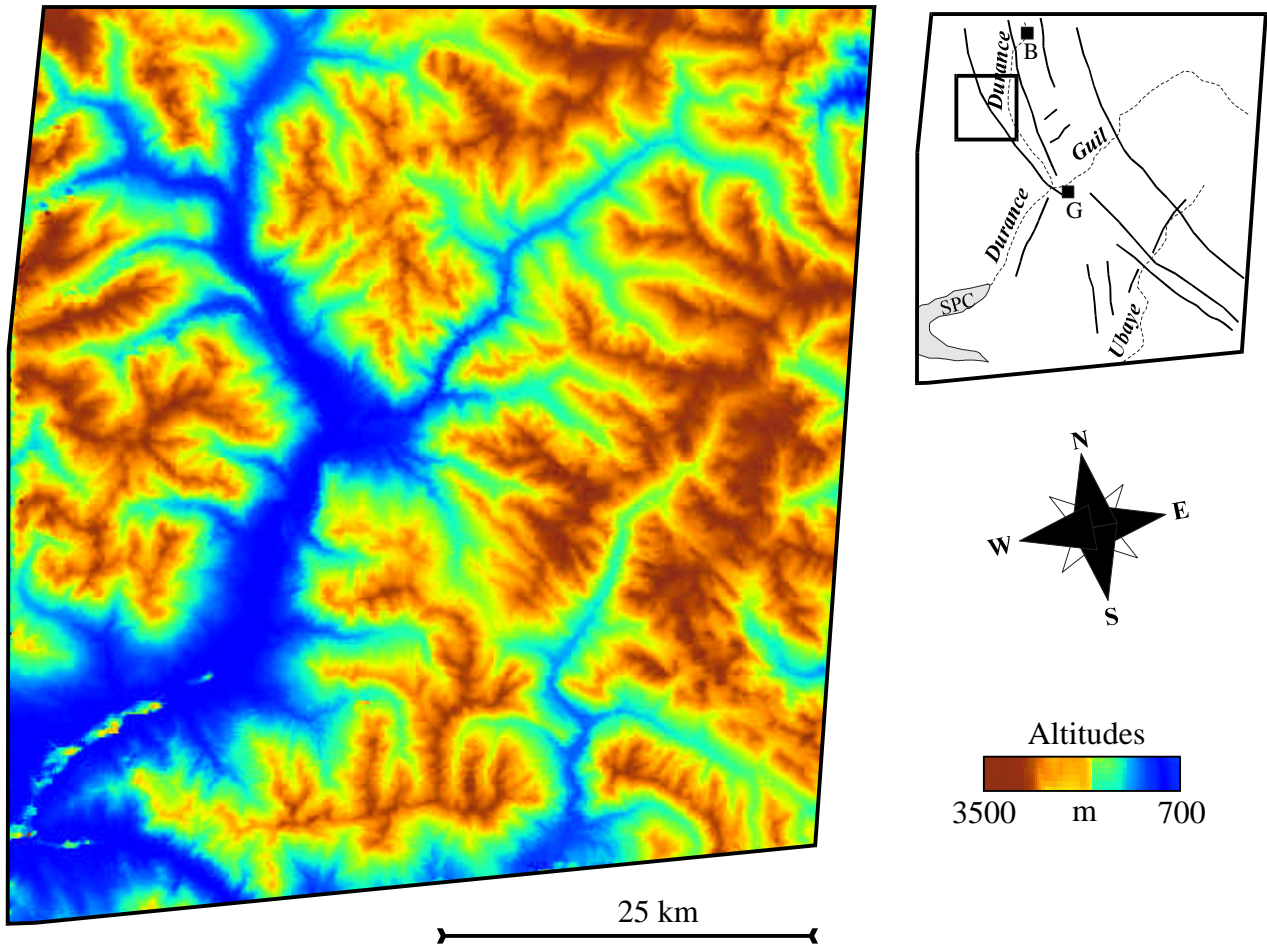


Figure 2.15 - MNT calculé à partir du couple d'images SPOT (ici avec un pas de 80 m). Cette image illustre parfaitement la fracturation tardive de la zone en soulignant les structures majeures (en particulier les structures longitudinales). Ce MNT permet aussi de détecter de nouvelles failles, de préciser la géométrie de failles déjà reconnues, et de contraindre la longueur de ces accidents. La figure 2.16 ci-dessous (agrandissement de la zone située dans le carré du schéma interprétatif) est un exemple d'analyse de ce type. Il n'y a pas de corrélation des deux images sur le lac de Serre-Ponçon, dans le coin inférieur gauche de l'image (SPC). B : Briançon ; G : Guillestre.

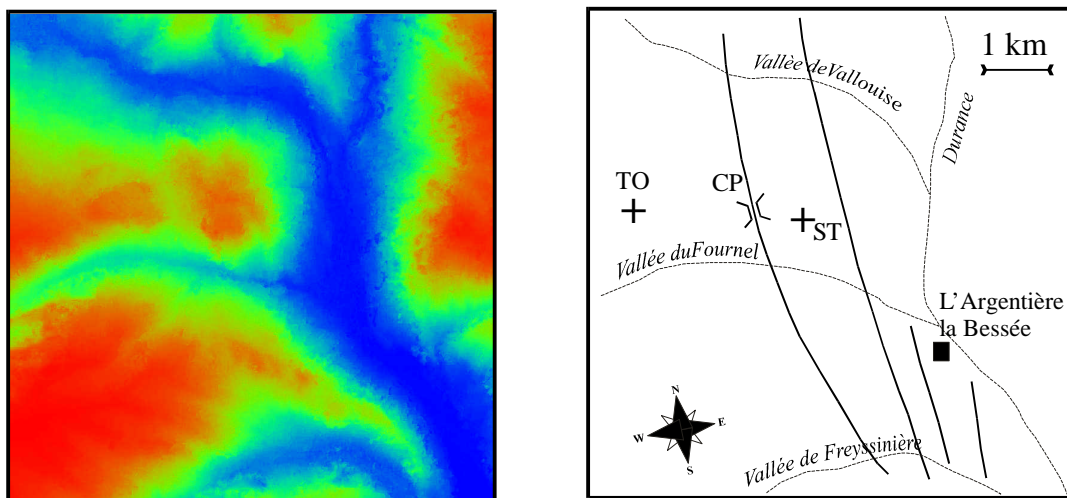


Figure 2.16 - MNT à 10 m de la zone de la Tête d'Oréac (TO). Ce MNT permet de montrer sans équivoque que la faille du col de la Pusterle (CP), reconnue sur le terrain, se prolonge plusieurs kilomètres au sud. La précision du MNT permet de cartographier d'autres branches du système de failles longitudinales ("faille de la Durance"), à l'est du Signal des Têtes et dans les barres au nord de la vallée de Freyssinière. L'étude précise de cette zone fait l'objet du §2 du chapitre II-3.

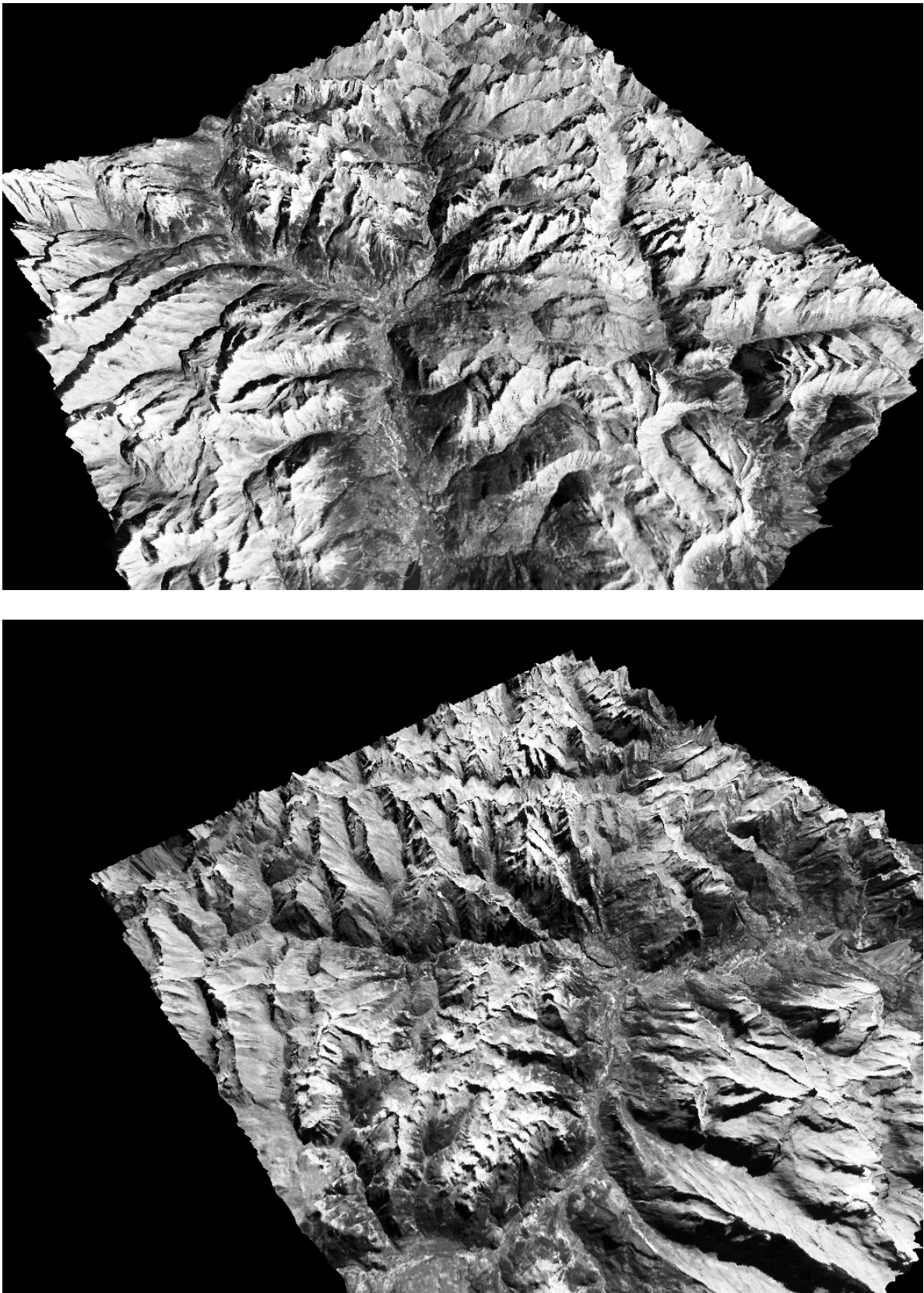
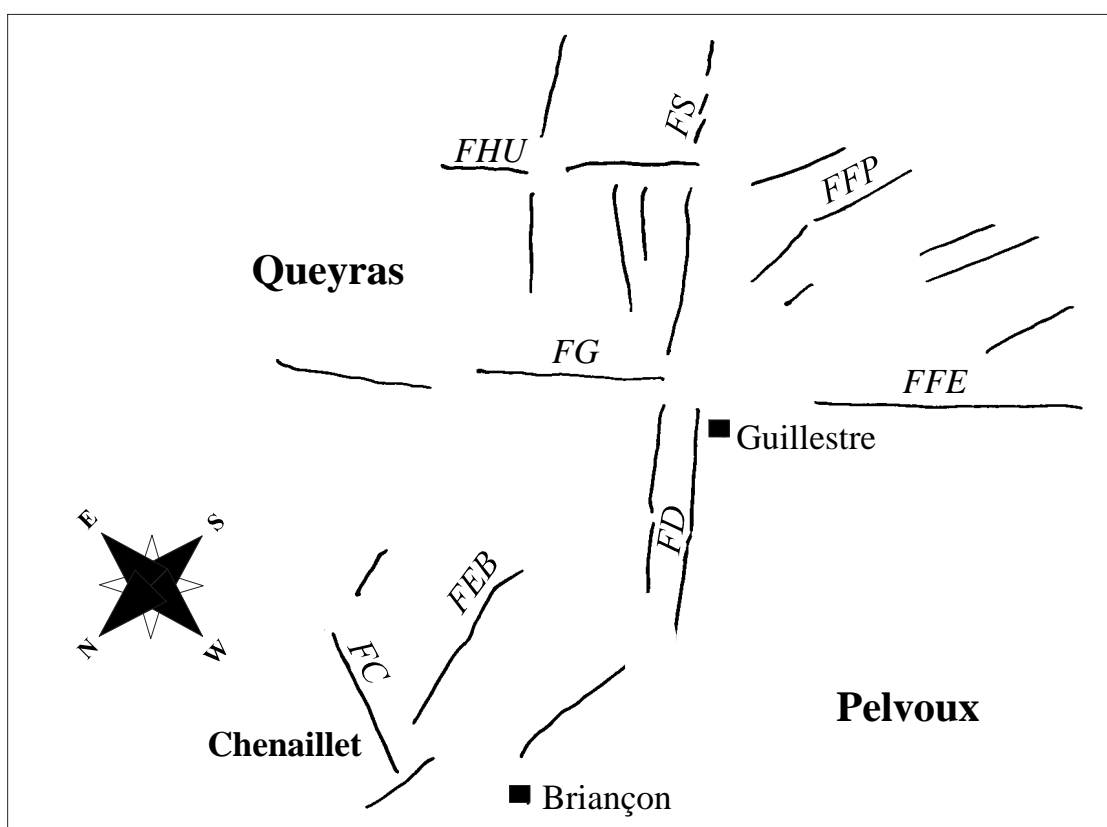
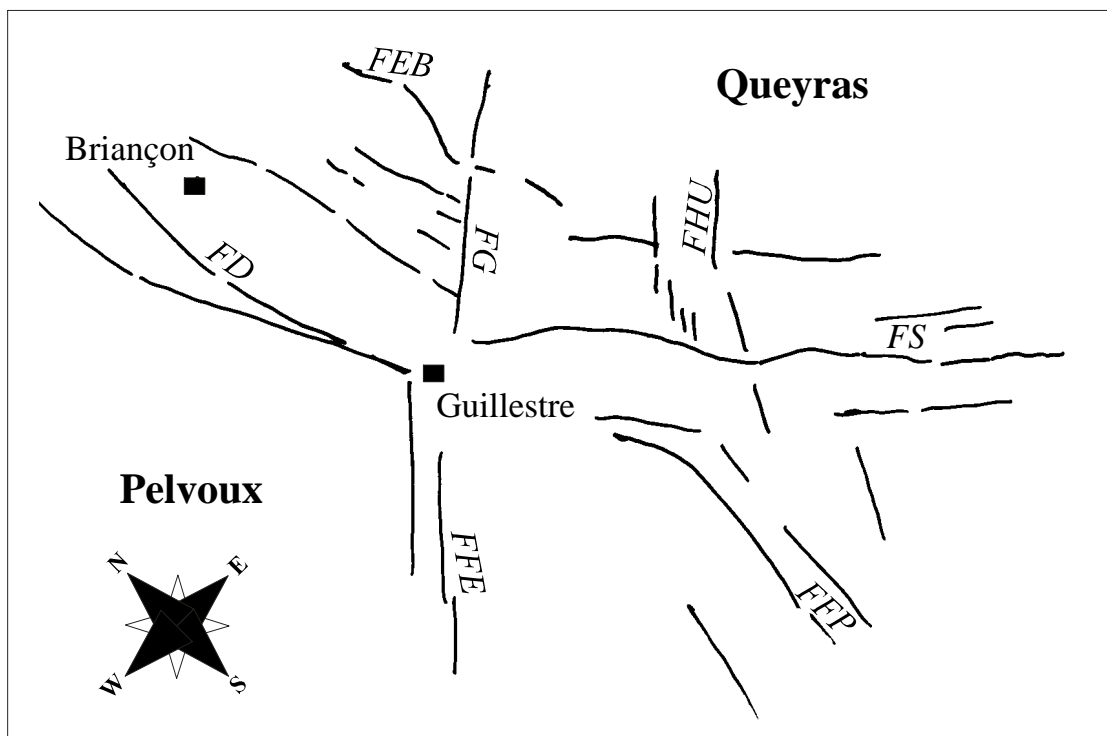


Figure 2.17 : Blocs diagrammes du MNT complet avec projection de l'image SPOT. La qualité de l'image et celle du MNT font de ce type de document un outil d'analyse structurale à grande échelle mais aussi aux échelles inférieures (cf. figure 2.21). En haut, vue vers le NE ; en bas vue vers le SE.



Interprétations succinctes des deux blocs diagrammes

FD : faille de la Durance
 FG : faille du Guil
 FEB : faille est-briançonnaise
 FC : faille du chenaillet

FS : faille de Serenne
 FFP : faisceau de failles du Parpaillon
 FFE : faisceau de failles de l'Embrunais
 FHU : faille de la Haute-Ubaye

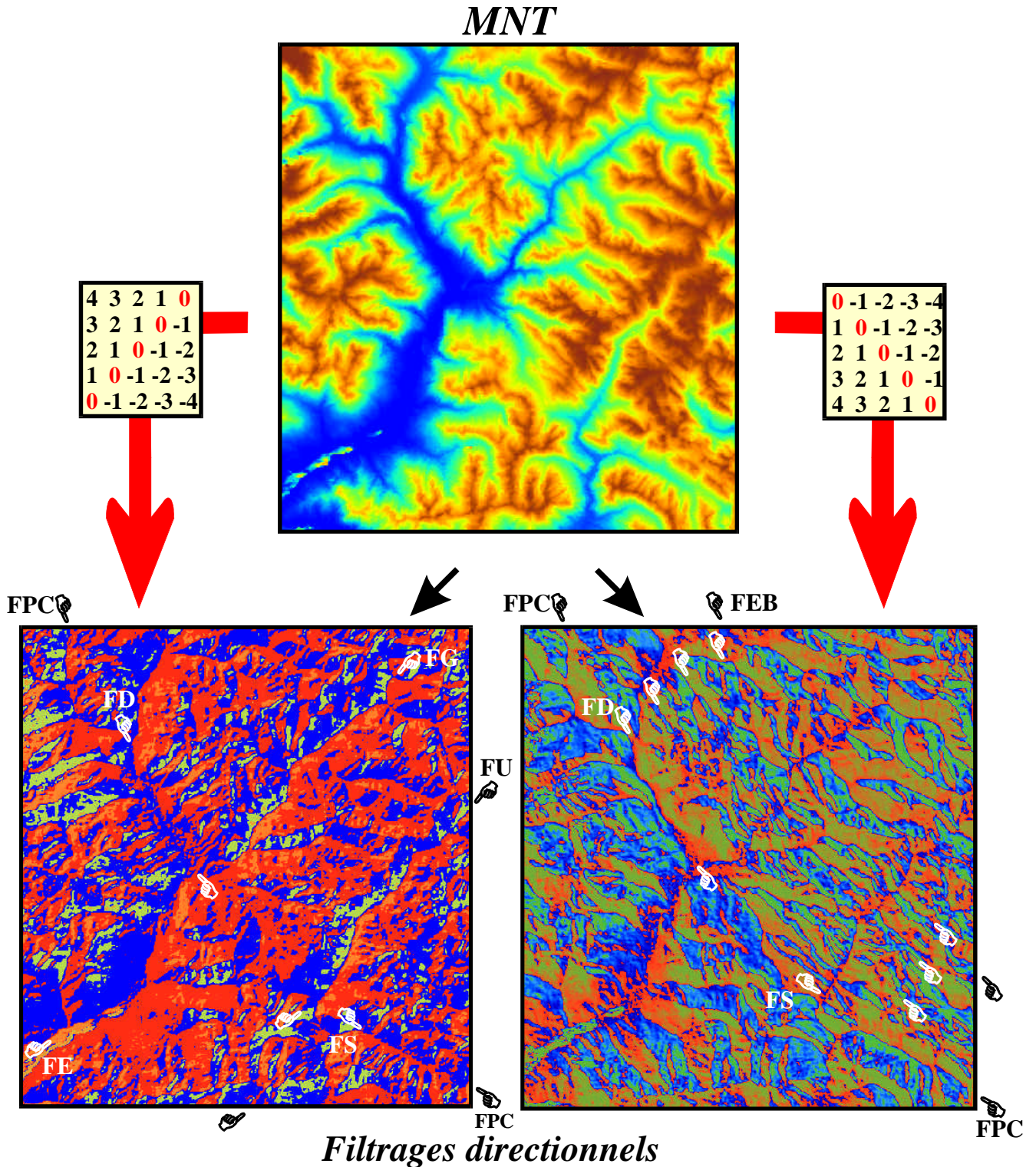


Figure 2.18 - Exemple de traitements appliqués au MNT : les filtres directionnels.

Ce type de traitement souligne des directions structurales préférentielles. Les deux images ci-dessus correspondent à des filtres de directions transverse, SW-NE, (à gauche) et longitudinale, NW-SE, (à droite). Le filtre longitudinal fait particulièrement bien ressortir le front pennique crustal et le système de failles longitudinales à l'arc alpin. Cette structuration est très serrée avec une "longueur d'onde" typique de l'ordre du kilomètre. Au contraire, le filtre transverse montre que cette orientation correspond à des structures majeures à l'échelle de l'arc alpin (failles du Guil, de l'Embrunais, de l'Ubaye) avec une longueur d'onde typique d'une dizaine de kilomètres.

FPC : front pennique crustal ; FD : faille de la Durance ; FG : faille du Guil ; FE : faille de l'Embrunais ; FU : faille de la Haute-Ubaye ; FS : faille de Serenne ; FEB : faille est-briançonnaise.

Cette analyse préliminaire est en cours de développement. Elle permet néanmoins de retrouver les directions majeures de fracturation, mettant assez clairement en relation les structures soulignées par les filtres directionnels et la fracturation à l'échelle régionale. Par ailleurs, ces traitements m'amènent à proposer des modes de structuration/fracturation différents pour les deux directions : structuration serrée parallèlement à l'arc alpin, structuration profonde et plus espacée pour la direction transverse. Ils confirment aussi que les accidents longitudinaux suivent la courbure du front pennique crustal dans l'ensemble de la zone d'étude.

Les quelques exemples d'utilisation des MNT que je viens de développer restent assez *qualitatifs*. Une autre direction de recherche sur ces MNT appartient au domaine *quantitatif*. Il est ainsi possible de déterminer précisément les caractéristiques géométriques et topologiques d'objets variés (bassins versants, rivières, surfaces structurales, plis, altitudes moyennes d'une zone, etc.). Le lecteur est invité à se reporter au §4.5 dans lequel je présente un exemple d'utilisation quantitative du MNT (calcul d'un modèle mathématique de faille en utilisant directement les mesures effectuées sur le MNT).

3. Cartographie du réseau de failles

Les multiples approches exposées ci-dessus sont complémentaires et amènent à un schéma complet du réseau de failles. Dans la suite de ce mémoire, je m'appuierai sur le schéma de la figure 2.9 (terrain, MNT et photographie aérienne) qui est assez complet mais *ne fait pas d'hypothèse* sur la continuité de certaines failles ni sur certaines intersections, et reste purement *observationnel*.

La figure 2.19 est au contraire une carte synthétique interpolée et interprétée. Elle replace la fracturation étudiée dans ce mémoire à partir des différents types d'analyses dans le cadre structural régional.

La fracturation tardi-alpine est particulièrement bien développée dans la zone briançonnaise, du moins entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera. La famille de failles principales qui ressort à cette échelle est la famille longitudinale qui reste plus ou moins parallèle au front pennique crustal. Il est ainsi possible de suivre ces failles selon un système interconnecté depuis les failles de Valloire et de la Clarée au nord jusqu'aux abords de l'Argentera avec la faille de Bersezio.

Le système de failles transverses qui redécoupe les lanières formées par les failles longitudinales est moins développé, bien qu'il représente un facteur majeur dans la tectonique régionale comme nous le verrons dans le chapitre suivant (analyse microtectonique) et que les deux familles de failles fonctionnent simultanément.

Ces deux familles de failles structurant la zone briançonnaise se prolongent d'une part en zone externe d'autre part dans la zone piémontaise.

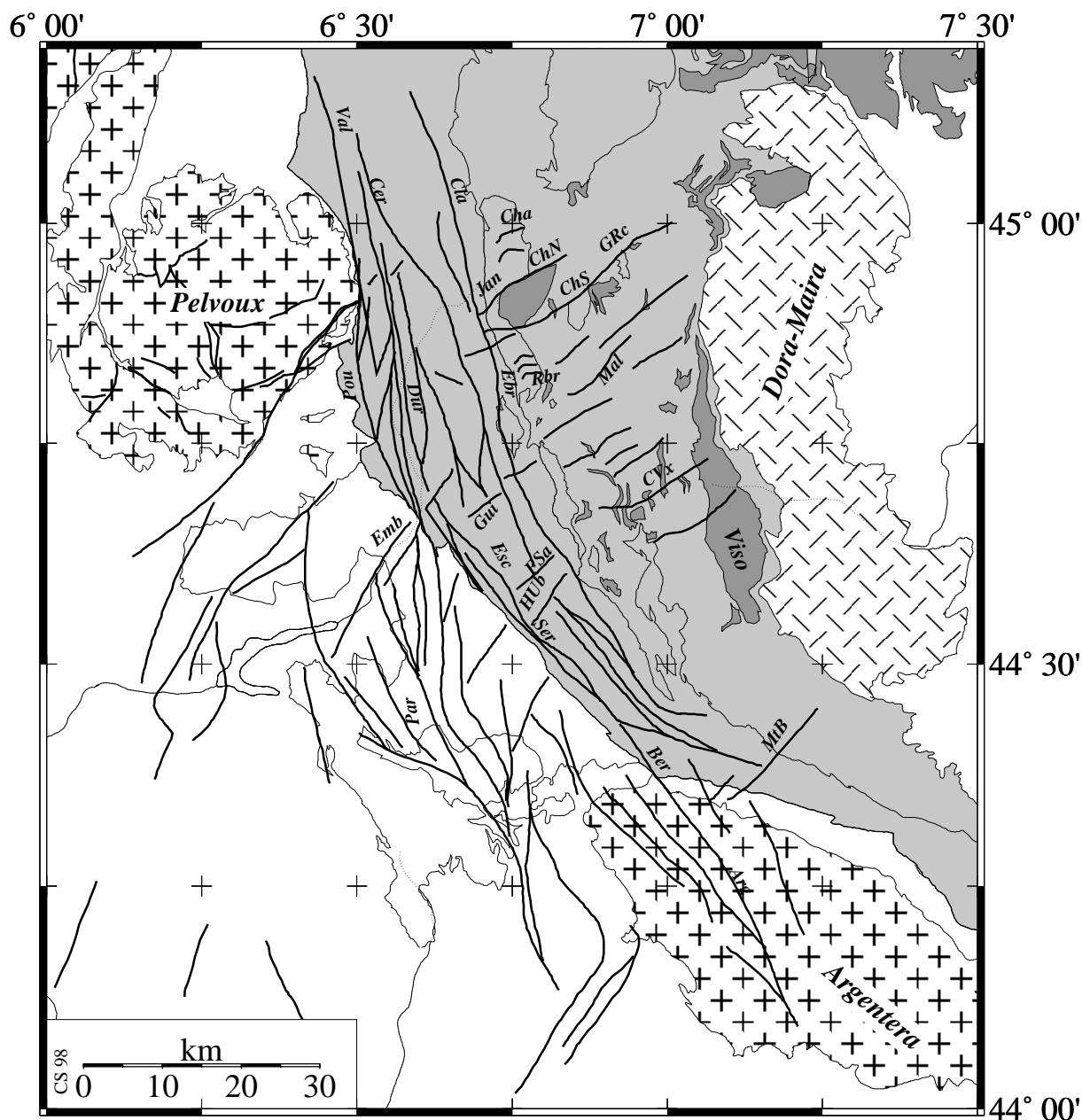


Figure 2.19 - Schéma structural synthétique du réseau de failles dans les Alpes sud-occidentales. Le tracé des failles dans la région centrale, entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera est interpolé à partir des différents niveaux d'analyse présentés dans ce chapitre (photo-interprétation, cartographie, terrain, images satellites, MNT). Les connexions avec les principaux systèmes de failles à l'échelle régionale ont été réalisées à partir des cartes géologiques disponibles.

Abréviations des failles : Arg : Argentera ; Ber : Bersézio ; Cer : Ceres ; Cha : Chaberton ; ChN et ChS : failles bordières nord et sud du Chenaillet ; Cla : Clarée ; CVx : Col Vieux ; Dur : Durance ; Ebr : est briançonnais ; Emb : embrunais ; Esc : Val d'Escreins ; FSa : Font Sancte ; GRc : Gran Roc ; Gui : Guil ; Jan : Janus ; Mal : Malrif ; MtB : Mont Borel ; Par : Parpaillon ; Pou : Pusterle ; Ser : Serenne ; Rbr : Roche Brune ; HUB : Haute Ubaye ; Val : Valloire.

(i) En zone externe

Le faisceau de failles de la Haute Durance (de direction moyenne N160), se divise en deux branches à hauteur de Guillestre. La première suit l'arc alpin et donc peu ou prou le front pennique crustal vers le sud-est, avec un faisceau de direction moyenne N130 : faille de Serenne prolongée au sud par la faille de Bersezio (ou de Ruburent). La seconde branche traverse le front pennique crustal et se prolonge vers le sud dans les nappes de flyschs à Helminoïdes du Parpaillon selon une direction moyenne nord-sud. Les nappes de flyschs exotiques, allochtones sur la zone dauphinoise ont été étudiées en particulier par Kerckove (1969). Elles restent superficielles sur la zone dauphinoise et il est probable que les failles du faisceau nord-sud soient ancrées dans la zone dauphinoise elle-même, voire dans le socle externe à quelques kilomètres de profondeur (Ménard, 1979, 1980).

Plus au sud, la faille de Bersezio traverse aussi le front pennique crustal et se prolonge par la faille de l'Argentera. Ce phénomène de dédoublement des failles longitudinales dans lequel une branche suit le front pennique crustal et l'autre le recoupe se retrouve plus au nord de l'arc alpin avec, par exemple, l'accident médian de Belledonne.

Nous avons donc un schéma dans lequel un accident dextre de très grande échelle court tout au long des zones internes, près du front pennique crustal, avec plusieurs branches « s'échappant » vers la zone externe avec une terminaison « en queue de cheval ». Ce type de schéma est associé à une dynamique de l'arc alpin en rotation (Ménard, 1988, Vialon *et al.*, 1989), si ce n'est tourbillonnaire comme le proposait Gidon en 1974.

En relation directe avec ces failles longitudinales, les failles transverses, moins denses dans la zone briançonnaise (cf. les filtrages du MNT) correspondent à de grands accidents qui se poursuivent en zone interne : il s'agit du faisceau de failles de l'Embrunais qui prolonge vers le sud-ouest le système de failles de type failles du Guil, et de plusieurs failles assez importantes qui prolongent la faille de la Haute Ubaye dans les flyschs à Helminoïdes. Ces dernières semblent se connecter au même système que les failles du faisceau du Parpaillon.

(ii) Dans la zone piémontaise

La famille de failles transverses qui interfère dans la zone briançonnaise avec la famille longitudinale se retrouve plus à l'est dans la zone piémontaise où l'on peut suivre des accidents transverses assez importants. Citons en particulier les failles bordières du massif du Chenaillet qui se prolongent vers l'est sur plusieurs dizaines de kilomètres (faille du Gran Roc), les failles du Col Vieux, du Viso, ou encore le faisceau de failles du Guil (lequel semble avoir une histoire complexe comme nous le verrons plus loin - chapitre II.2). Ces failles transverses à l'arc alpin sont beaucoup plus visibles dans la zone piémontaise que dans la zone briançonnaise, alors que les failles longitudinales y sont difficiles à déceler à cause de la structure monoclinale des schistes lustrés.

Nous obtenons un réseau de failles assez complexe, marqué par un héritage important. En premier lieu, il apparaît que le front pennique crustal est une structure majeure qui contrôle le développement de ce réseau de failles en lui imposant une géométrie arquée.

En second lieu, les directions préférentielles de la fracturation correspondent aux directions des structures hercyniennes, du moins en zone externe, où nous retrouvons les directions N50 (e.g. faille au sud du Pelvoux, failles de l'Embrunais) et N160 (Argentera).

Enfin, nous retrouvons ces directions de fracturation dans les unités de couverture des zones internes pourtant totalement allochtones. Cela peut s'expliquer par une structuration du socle externe sous-jacent qui favoriserait ces directions de fracturation (anisotropie).

4. Le problème de la datation : un régime tectonique plio-quaternaire ?

Il s'agit d'un des problèmes majeurs pour lequel nous n'avons pas trouvé d'arguments irréfutables. Un faisceau d'indices plus ou moins ténus s'est pourtant constitué au fur et à mesure de cette étude.

4.1. Arguments indirects

Comme nous l'avons vu précédemment, la fracturation intense qui se développe dans la zone briançonnaise est un épisode tardif par rapport à l'histoire de l'arc alpin. Les failles recoupent aussi bien les nappes de charriage briançonnaises que les trois schistosités associées aux différents épisodes compressifs (mise en place des nappes de charriage, reprise en plissement de ces nappes et rétrochevauchements, cf. figure 1.7). La schistosité la plus tardive, associée aux rétrochevauchements, n'est pas datée précisément. Elle se serait développée au court du Miocène (Tricart, 1984). La fracturation tardive semble être liée à un épisode tectonique globalement *fini- ou post-Miocène*, i.e. post 5 à 10 Ma. Par contre, il est difficile de préciser plus avant cette borne inférieure, et de savoir s'il s'agit d'un épisode tectonique Pliocène (fin du Tertiaire, post 5 Ma) ou s'il s'est seulement développé durant le Quaternaire (globalement post 2 Ma).

4.2. Indices néotectoniques sensu stricto

Le problème de la datation a souvent été centré sur la pérennité du régime tectonique tardi-alpin jusque dans les périodes récentes : il s'agit de savoir s'il l'on peut ou non parler de *néotectonique* à son sujet. La définition du terme néotectonique reste assez floue et, selon les cas, il peut s'agir de déformations tectoniques limitées aux 10000 dernières années (post-glaciaire), ou au Quaternaire dans son ensemble, voire encore plus anciennes. Par ce terme de néotectonique je désignerai dans la suite de ce mémoire les indices de déformation quaternaires.

Il existe quelques indices de ce type déjà reconnus dans les (très) rares terrasses fluvio-glaciaires attribuées au Würm de Mont-Dauphin (au nord-ouest de Guillestre) et de Villard-Meyer (dans la vallée de la Durance) (Sauter 1986, feuille Briançon, Barféty, 1995). Il s'agit de petites failles normales métriques difficiles à observer. Une des objections que l'on peut faire sur le terrain à l'encontre de ces failles est qu'elles pourraient résulter d'une compaction différentielle des sédiments fluvio-glaciaires sous retour glaciaire. Cette critique est valable à Mont-Dauphin, où l'on ne peut observer de réel plan individualisé. Par contre, les failles de la terrasse de Villard-Meyer, plus nettes, sont vraisemblablement d'origine tectonique. De plus, elles sont alignées selon la direction N50, qui est une des directions de la fracturation à l'échelle régionale (Dick, 1994).

Nous avons observé dans plusieurs sites d'autres d'indices néotectoniques :

- ☞ Décalages et/ou contre-pentes dans des éboulis et des moraines.
Dans ce cas, il est toujours difficile de faire la part de la tectonique active et des glissements de terrains qui peuvent entraîner des contre-pentes. Ce type d'indice se retrouve à la Crête des Crouzas selon une direction N160 (longitudinale) au nord de Guillestre, et à trois endroits différents du site de la Mortice – Font Sancte, détaillé dans le §4.5 ci-dessous.

☞ Enfin, nous avons observé près de Cervières, une zone indurée au pied du glissement de terrain au sud du massif du Chenaillet, dans les matériaux glissés.

Deux hypothèses ont été retenues pour expliquer cette zone indurée :

(i) Il peut s'agir d'une compaction plus importante des matériaux glissés au front du glissement de terrain selon une géométrie en « rouleau » (Fort et Peulvast, 1995 ;

Fort, *com. pers.*) ;

(ii) Cette zone indurée peut aussi résulter d'une cimentation des matériaux très hétérogènes à la faveur de circulations fluides dans une faille recoupant le glissement de terrain (Labaume, *com. pers.*).

Notons que ce site se situe près de la faille bordière sud du Chenaillet, au nord du massif du Lasseron sous lequel a eu lieu le séisme de Cervière de 1991 ($M_l = 4.5$; Thouvenot et al. 1994).

Les indices néotectoniques décrits ci-dessus sont repérés par les étoiles sur la figure 2.20. Notons enfin quelques indices de mouvements néotectoniques cités dans la notice de la feuille de Briançon (Barfèty *et al.*, 1995), dans la synthèse du SE de la France (Debrand-Passard et Courboulleix, 1984) et dans la carte sismotectonique de la France métropolitaine (Grellet *et al.*, 1993) le long des failles est-briançonnaises, de Serenne et du Grand-Roc.

4.3. Un indice sédimentaire

Les indices néotectoniques au sens strict sont rares et restent souvent discutables. Par contre, la région de Briançon à Guillestre est parcourue par un réseau paléokarstique dont les restes sont jalonnés de dépôts aériens (rougeâtres), produits du démantèlement de paléosols. Ces « formations rubéfiées » selon la terminologie de Mercier qui les a précisément décrites et étudiées (1977), se sont mises en place le long d'un réseau karstique associé au développement des failles longitudinales (Mercier 1977). Elles se seraient développées sous un climat chaud et humide de type méditerranéen (richesse en hématite, primauté de l'illite dans la fraction argileuse, Mercier, 1997). La figure 2.20 situe les principales accumulations de ces formations rubéfiées. Cette carte montre que les dépôts se localisent surtout à la croisée des familles de failles transverses et longitudinales. Cette observation démontre une nouvelle fois le caractère cogénétique de ces deux familles de failles. Selon Mercier (1997), l'âge de ces dépôts se situe entre le milieu du Miocène (≈ 10 Ma) et le Würm, alors que la notice de la feuille de Briançon (1995) leur attribue un âge plio-quaternaire. Les datations de ces formations sont toujours indirectes et reposent sur des arguments paléoclimatiques associés à la minéralogie de leur fraction argileuse.

Ces formations rubéfiées, d'une part se localisent le long des failles tardi-alpines, d'autre part sont déformées postérieurement à leur dépôt (Tricart *et al.*, 1996 ; Dick, 1994). Il est ainsi fréquent d'observer des plans striés dans ces dépôts paléokarstiques. Ces plans sont associés aussi bien au jeu normal qu'au rejeu décrochant, ce qui nous montre que le développement des failles tardives a commencé avant et s'est poursuivi après le dépôt de ces formations rubéfiées. Leur âge plio-quaternaire confirmerait le caractère récent du régime tectonique tardi-alpin.

Une méthode de datation absolue de ces formations consisterait à mesurer les rapports isotopiques Uranium/Thorium sur des échantillons de calcite recristallisée. Malheureusement, ces formations sont en général très poreuses et riches en argiles ce qui empêche ce type de datation.

Hormis ces dépôts paléokarstiques, des circulations thermo-minérales le long de la faille de la Durance ont formé les travertins des sources pétrifiantes de Réotier et Plan-de-Phasy (feuille Guillestre, Debelmas et Lemoine, 1966), témoins d'une activité relativement récente de cette faille, d'autant plus que la source de Plan-de-Phasy a été décalée par un séisme en 1935 (Fréchet, 1978).

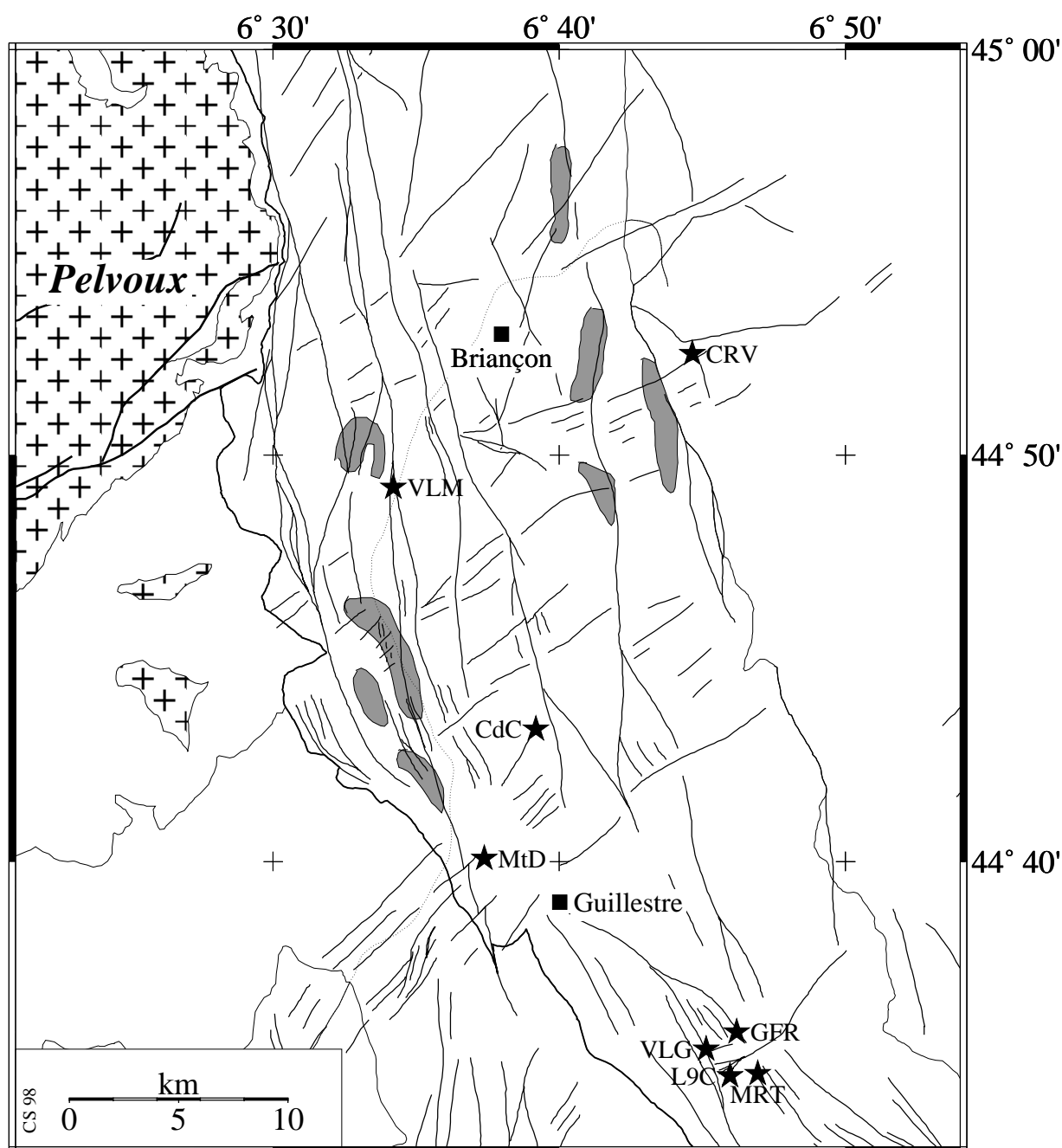


Figure 2.20 - Carte de quelques indices néotectoniques par rapport au réseau de failles tardi-alpines.

Ces indices correspondent à :

- (1) des failles dans des terrasses attribuées au Würm à Villard-Meyer (VLM) et Mont-Dauphin (MtD) ;
 - (2) des décalages en contre-pentes dans des éboulis ou des moraines ; sites de la Crête des Crouzas (CdC) et de la Mortice (GFR : à l'est du gouffre de la Mortice ; L9C près du Lac des 9 Couleurs ; MRT au sud-est du sommet de la Mortice).
 - (3) trois décalages sénestres de la rivière du Vallon Laugier (VLG) aux passages de failles transverses.
- Les affleurements de formations rubéfiées paléokarstiques sont reportés en gris (d'après Mercier, 1977). Les remplissages paléokarstiques, fréquemment striés, se répartissent en suivant le système de failles, en particulier aux intersections entre les failles longitudinales et transverses. Ils sont attribués au début du Quaternaire (Mercier, 1977).

4.4. Analyse de profils en long dans le bassin de la Haute Durance

L'analyse de profils de rivières permet de détecter voire de quantifier des mouvements néotectoniques, le profil des rivières étant supposé remis à l'équilibre lors des glaciations, compte non tenu des vallées glaciaires perchées. Je reprends succinctement dans ce paragraphe les résultats du travail de maîtrise de N. Stéti (1998) que j'ai eu l'occasion d'encadrer durant l'année universitaire 1998.

Nous avons cherché dans un premier temps à détecter systématiquement les anomalies dans les profils des rivières du bassin de la Haute Durance, entre Briançon et Guillestre. Ces profils font l'objet de l'annexe A. Dans une seconde phase, nous avons replacé ces anomalies sur un schéma structural de la fracturation tardive. La figure 2.21 présente l'ensemble des anomalies détectées le long des 19 profils analysés et replacés sur le réseau de failles tardives. Enfin, nous avons cherché les corrélations entre les anomalies et les intersections des failles tardi-alpines et des rivières.

Il s'avère que 62% des anomalies sur les profils en long sont corrélées avec le réseau de failles tardives, et sont donc (potentiellement) d'origine tectonique, les autres pouvant être associées à des différences de lithologie. Les cas mixtes où une faille tardive suit un contact lithologique sont comptabilisés avec les ruptures potentiellement d'origine tectonique.

Ce résultat est particulièrement important. Si l'on admet les hypothèses classiques selon lesquelles il y a effectivement une remise à l'équilibre des profils de rivières par les glaciations, cette étude suggère l'activité post-Würm du réseau de failles entre Briançon et Guillestre. Il y a clairement compétition entre les processus érosifs et les déformations tectoniques. Néanmoins, même si les vitesses tectoniques restent faibles, elles sont suffisantes pour faire ressortir le signal tectonique.

Trois résultats connexes dérivent de cette analyse :

- ☞ L'activité néotectonique est concentrée à l'est de la Durance ;
- ☞ Plusieurs failles longitudinales sont associées à des anomalies systématiques sur les rivières qu'elles recoupent, ce qui démontre l'activité de ces failles sur des distances de l'ordre de la dizaine de kilomètres ;
- ☞ La famille de failles transverses est aussi active et associée à plus d'un tiers des anomalies d'origine tectonique.

Nous pouvons donner des ordres de grandeurs des vitesses de déformation. Les anomalies détectées sont en général de quelques dizaines de mètres tout au plus. Pour une activité post-Würm (10000 ans) cela donne des vitesses de quelques millimètres par an. Extrapolées aux quelques millions d'années que nous évoquions dans les paragraphes précédents, ces vitesses millimétriques amènent à des rejets de l'ordre du kilomètre pour des failles fonctionnant pendant un million d'années. De tels rejets se retrouvent le long de la faille de la Durance qui met en contact les nappes de Peyre Heyraute et de Champcella et plusieurs failles ont des rejets de quelques centaines de mètres (faille du Mélezin par exemple). Il y a donc une certaine *corrélation* entre les vitesses que nous pouvons calculer à partir de l'analyse des profils de rivières, les rejets visibles sur les accidents majeurs et l'âge *plio-quaternaire* de la fracturation.

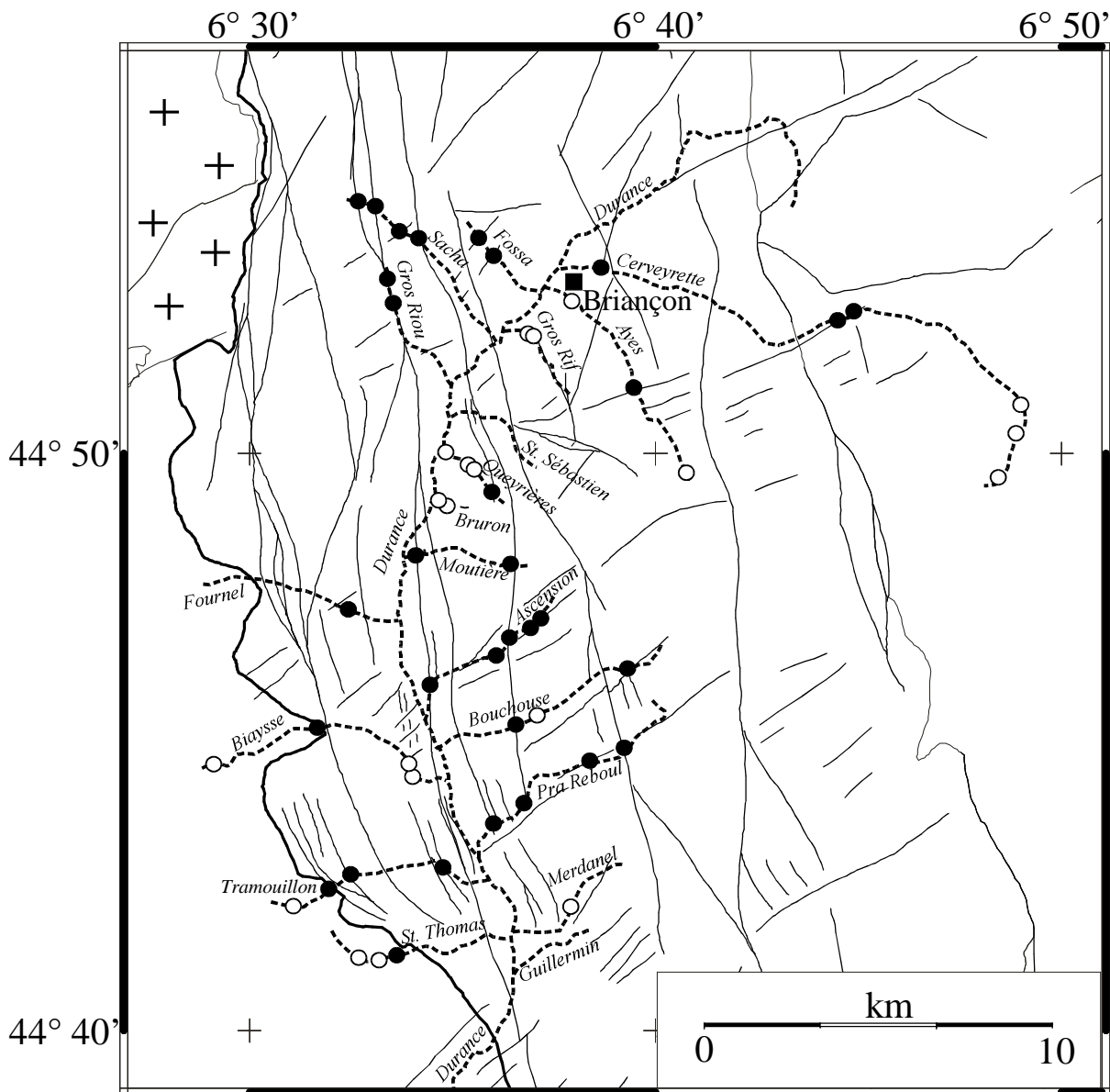


Figure 2.21 - Carte des anomalies relevées sur les profils de rivières du bassin de la Haute Durance. En noir sont reportées les anomalies corrélées aux intersections entre les rivières et les failles, avec ou sans changement de lithologie (d'après le schéma structural de la figure 2.9). Les anomalies non reliées à la fracturation sont repérées par les disques blancs (elles peuvent être associées à des changements de lithologies ou à des verrous glaciaires). Si l'on admet que les profils sont ramenés à l'équilibre par les glaciations, cette analyse de profils en long met en évidence une importante activité tectonique post-würm, en particulier à l'est de la Durance où plusieurs anomalies sont alignées sur les mêmes failles. Notons que les failles transverses sont aussi impliquées que les failles longitudinales dans l'ensemble des anomalies d'origine tectonique.

Ces résultats viennent seulement renforcer un faisceau d'indices quant à l'activité néotectonique du réseau de failles tardi-alpines et ne la démontrent pas... Nous verrons par la suite que l'analyse sismotectonique de cette région montre un régime actuel proche du régime tardi-alpin. En particulier, la région immédiatement à l'est de la Durance où nous avons mis en évidence de nombreuses anomalies sur les profils de rivières est une zone active d'un point de vue sismologique (se reporter à la partie III). C'est donc l'analyse sismotectonique qui fournit la meilleure démonstration de l'activité néotectonique du réseau de failles tardi-alpines.

4.5. Analyse d'une zone active : le site entre la Mortice et la Font Sancte

Nous venons de le voir, les indices de datation de la déformation cassante tardi-alpine, voire les indices néotectoniques *sensu stricto* restent rares. De plus, ils sont en pratique souvent discutables. Je présente dans ce paragraphe l'analyse détaillée d'un site démonstratif de ce point de vue : la zone comprise entre le massif de la Mortice et les Pics de la Font Sancte, en Haute Ubaye, au nord-est du col de Vars. La fracturation transverse à la chaîne marque la morphologie de cette zone de façon exceptionnelle, comme l'illustre la figure 2.22 qui présente deux blocs diagrammes bruts de ce site construits à partir du MNT à 10 m.

Plusieurs figures vont nous permettre d'appréhender la fracturation – complexe – de cette zone. La figure 2.23 est une interprétation de l'image SPOT et du MNT. La figure 2.24 donne un schéma structural synthétique de ce site, résultant du travail de terrain, de l'analyse des vues aériennes, de l'image SPOT et du MNT. Chacune de ces approches est déterminante dans cette analyse. Enfin, la figure 2.25 fournit quelques vues d'objets que l'on peut observer dans ce secteur.

Cette zone est hachée par un système de failles transverses qui viennent buter sur la faille de Serenne (d'orientation moyenne N140). Cette dernière fait partie des failles longitudinales qui bordent le front pennique crustal à l'est. Au nord, elle se connecte au faisceau de failles de la Durance, alors qu'elle se prolonge en direction du sud-est par les failles de Bersezio puis de l'Argentera. Seules deux failles courbes (en carte...) traversent cette structure majeure à hauteur du lieu-dit les « Terres Noires ».

La géométrie générale du système transverse est asymétrique. L'accident majeur selon cette direction est la faille de la Font Sancte (de direction N50) qui suit une ligne de crête sur une dizaine de kilomètres (caractéristique pour le moins particulière !) et découpe les Pics Nord et Sud de la Font Sancte. Associé à cette faille principale, un ensemble de failles moins importantes se développe en éventail au sud de la faille de la Font Sancte. Les directions de ces accidents vont de N50 aux abords de la faille principale à N30 pour les failles les plus au sud qui viennent buter sur les failles courbes des Terres Noires. Cette géométrie en éventail asymétrique est à relier au fonctionnement dextre de la faille de Serenne qui limite l'ensemble de ce réseau à l'ouest (effondrement du « coin » triangulaire entre les failles de Serenne et de la Font Sancte). Conjugée à la faille de Serenne, la faille de la Font Sancte présente de nombreux tectoglyphes sénestres et presque purement décrochants (site de mesures 3, face sud du Pic des Houerts, figures 2.24 et 2.25). Par contre, son histoire a vraisemblablement été plus complexe puisque l'on y retrouve aussi quelques indices de décrochement dextre (cf. §1.4.3.).

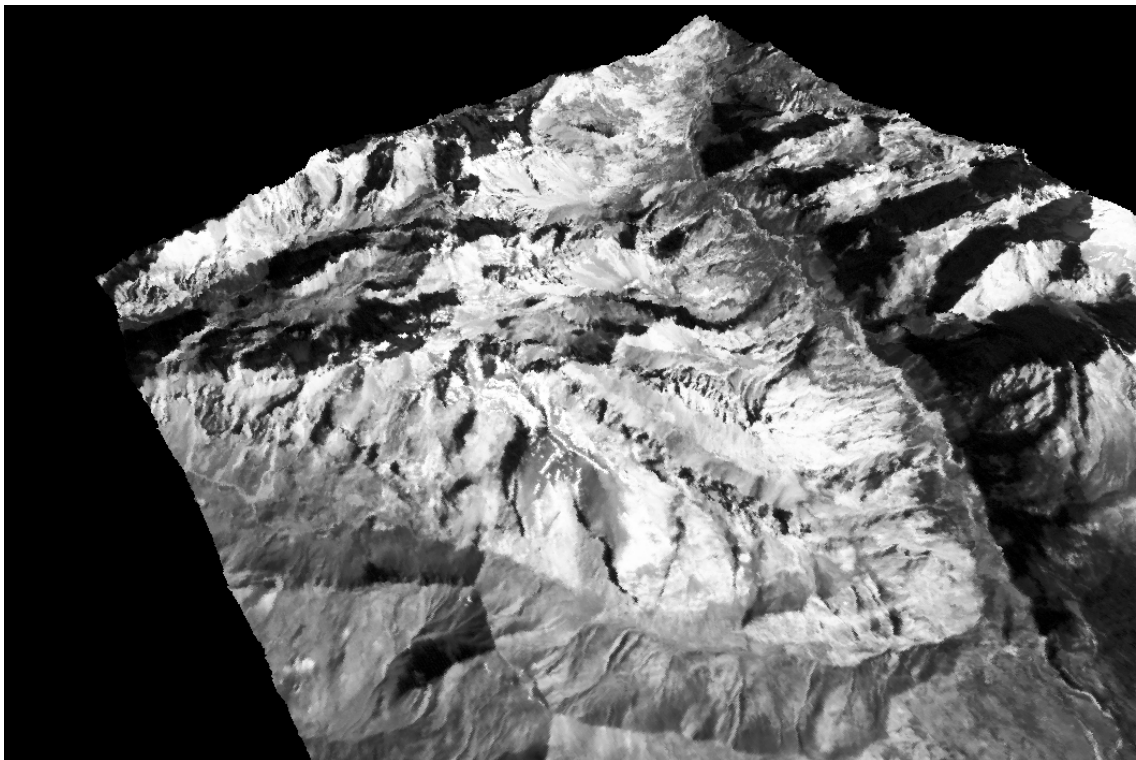
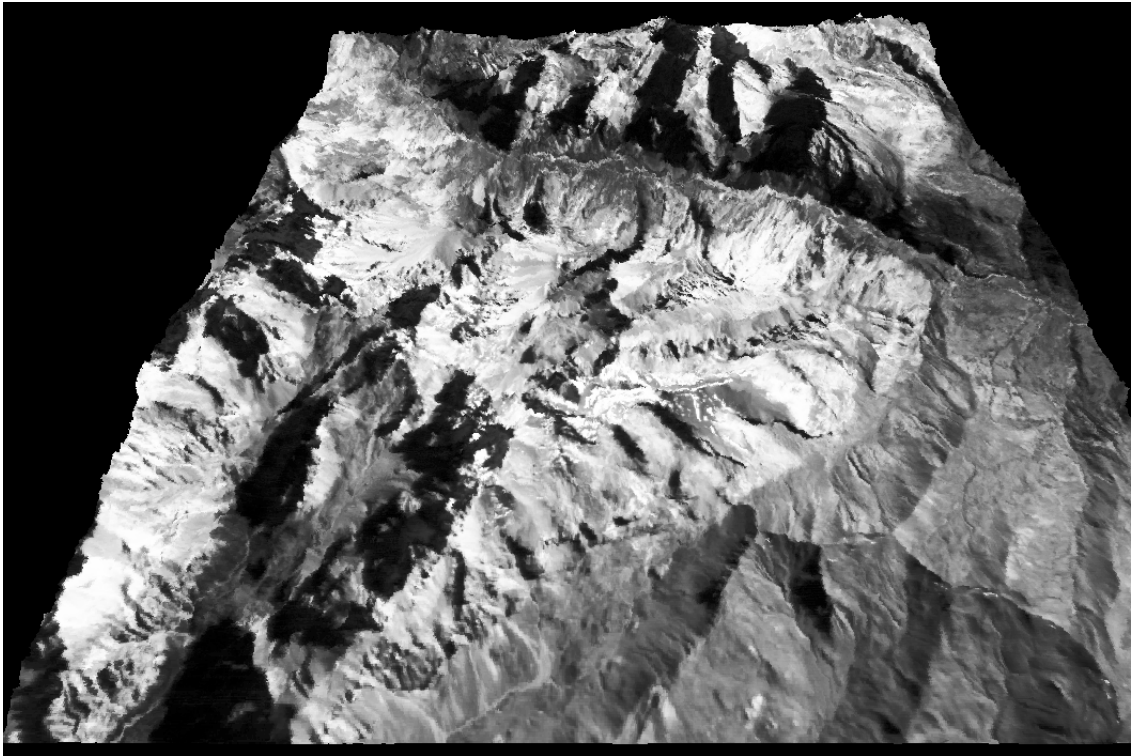


Figure 2.22 - Blocs diagrammes de la région au NW de la Haute Ubaye (MNT texturé). Vues vers le sud (en haut) et le sud-est (en bas). L'Ubaye est la vallée encaissée sombre. Le vallon Laugier dans lequel court la faille de Serenne limite au sud-ouest le massif de la Mortice - Font Sancte (clair).



Figure 2.23 - Schéma de la fracturation en 3D du massif Mortice - Font Sancte plaqué sur le MNT et l'image SPOT (vue vers le SE). L'analyse multi-sources de cette zone a permis de caractériser un réseau de failles local très dense, étroitement lié à la morphologie du site.

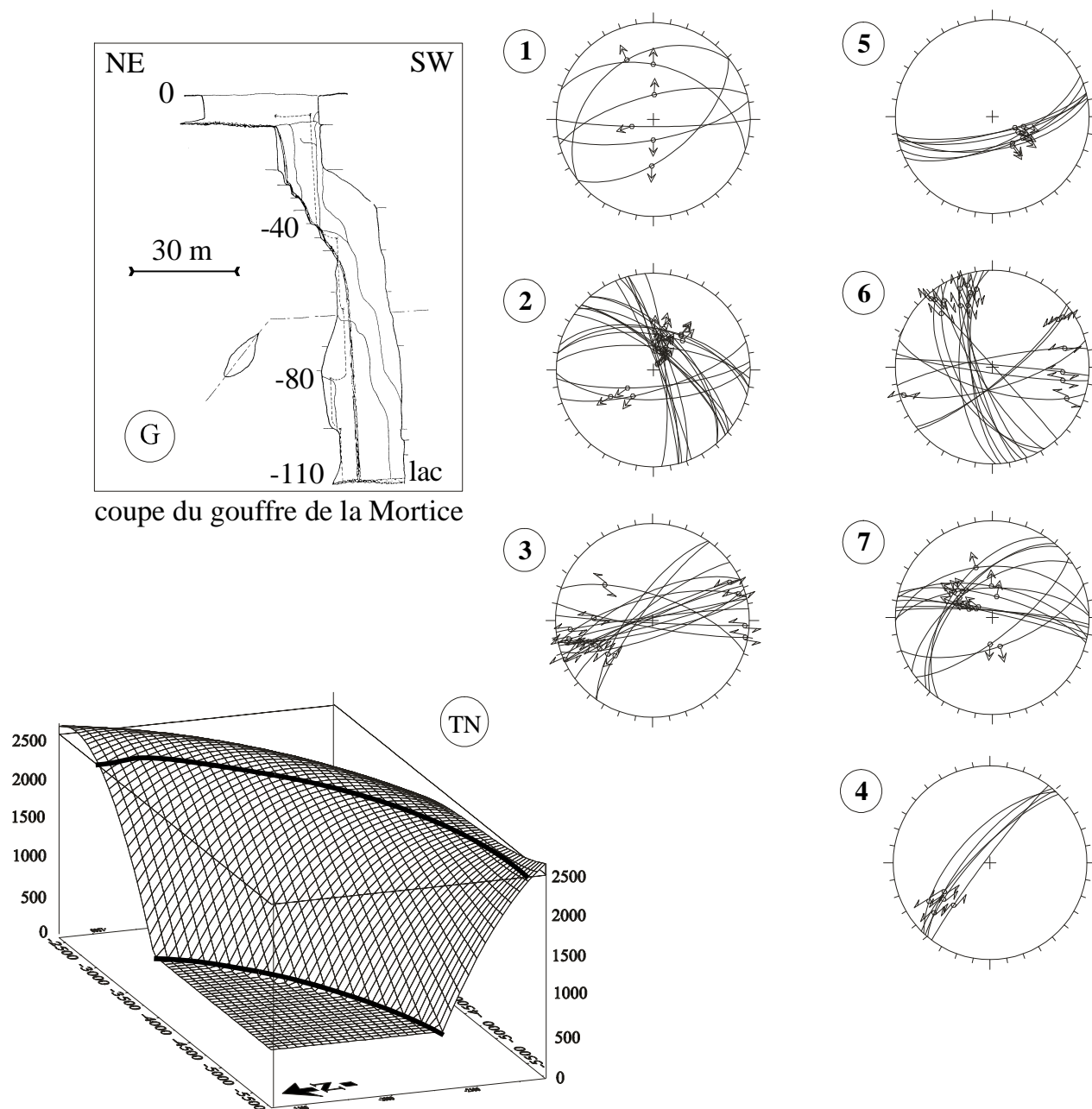
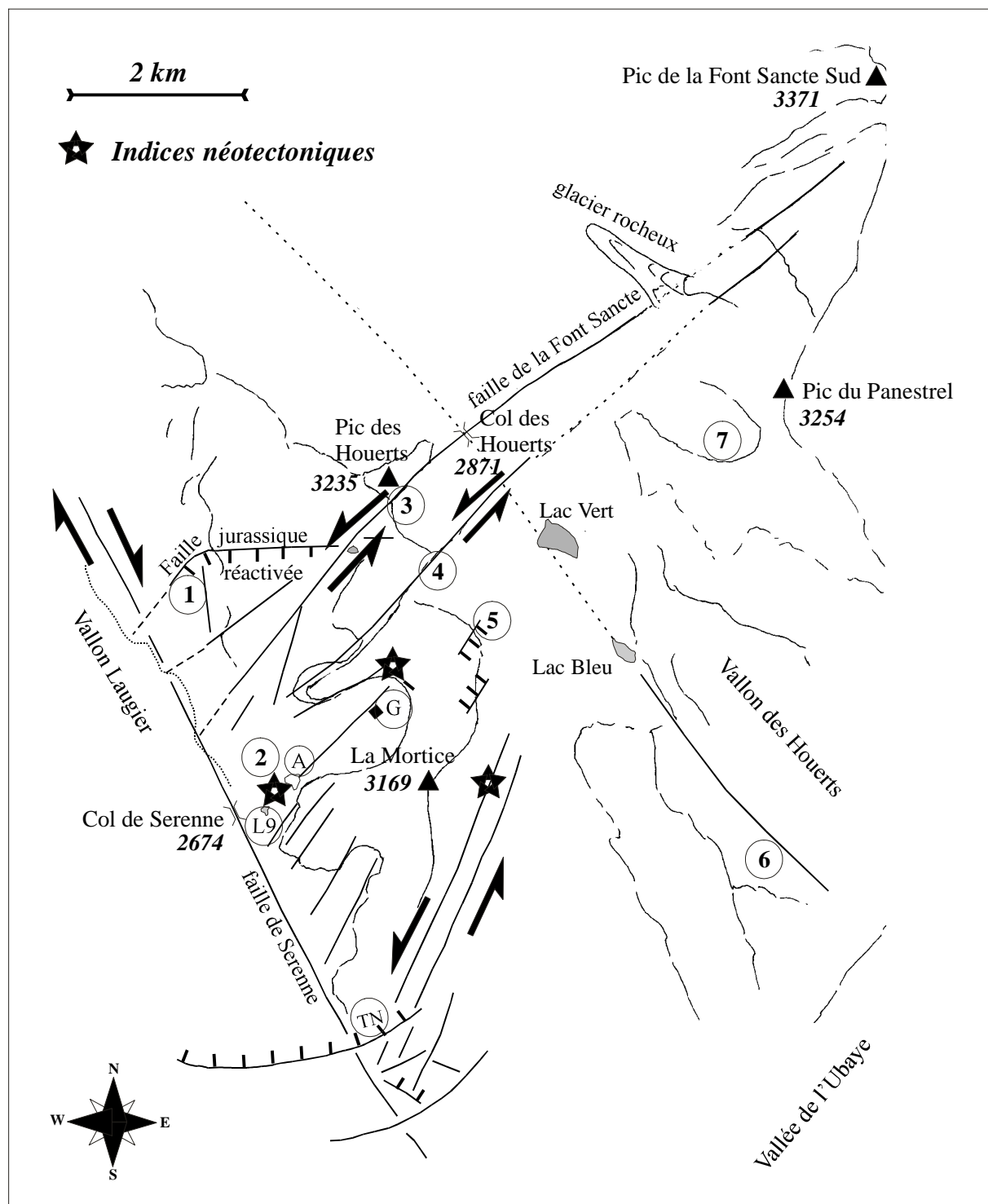


Figure 2.24 - Schéma de la fracturation entre le Vallon Laugier et le Pic de la Font Sancte (Ubaye)

La morphologie de ce site est particulièrement marquée par la fracturation transverse, bien que le rejet de ces failles reste modeste : quelques mètres pour la faille de la Font Sancte qui court non pas dans un vallon mais suit une ligne de crêtes et découpe les Pics de la Font Sancte Nord et Sud. Outre cette morphotectonique particulière, plusieurs indices néotectoniques ont été observés (étoiles). Ils correspondent à des contre-pentes dans des moraines et des éboulis. Par ailleurs, le seul gouffre karstique actif du Briançonnais (G) est placé au passage d'une de ces failles (plan ci dessus). Il draine le réseau hydrographique, en relation avec la faille : alimentation des lacs (souvent) asséchés (A) et des 9 Couleurs (L9). Notons aussi les décalages sénestres du ruisseau du Vallon Laugier en relation avec la faille de la Font Sancte et une faille jurassique réactivé (la seule du système global se trouvant au nord de la faille de la Font Sancte). Les mesures micro-tectoniques effectuées dans ce site sont repérées par les numéros de 1 à 7. La faille des Terres Noires (TN) décale une surface structurale de 2 à 3 m. Cette faille, qui recoupe la faille de Serenne, n'a pas une géométrie plane. Un modèle de sa surface a été calculé en utilisant une régression polynomiale (degré 3) de mesures effectuées directement sur le MNT de la figure 2.23. La surface modélisée ci-dessus est représentative de la faille entre les deux lignes plus épaisses. La géométrie générale de ce système de failles est compatible avec les fonctionnements dextre de la faille de Serenne et sénestre des failles de la Font Sancte et associées.



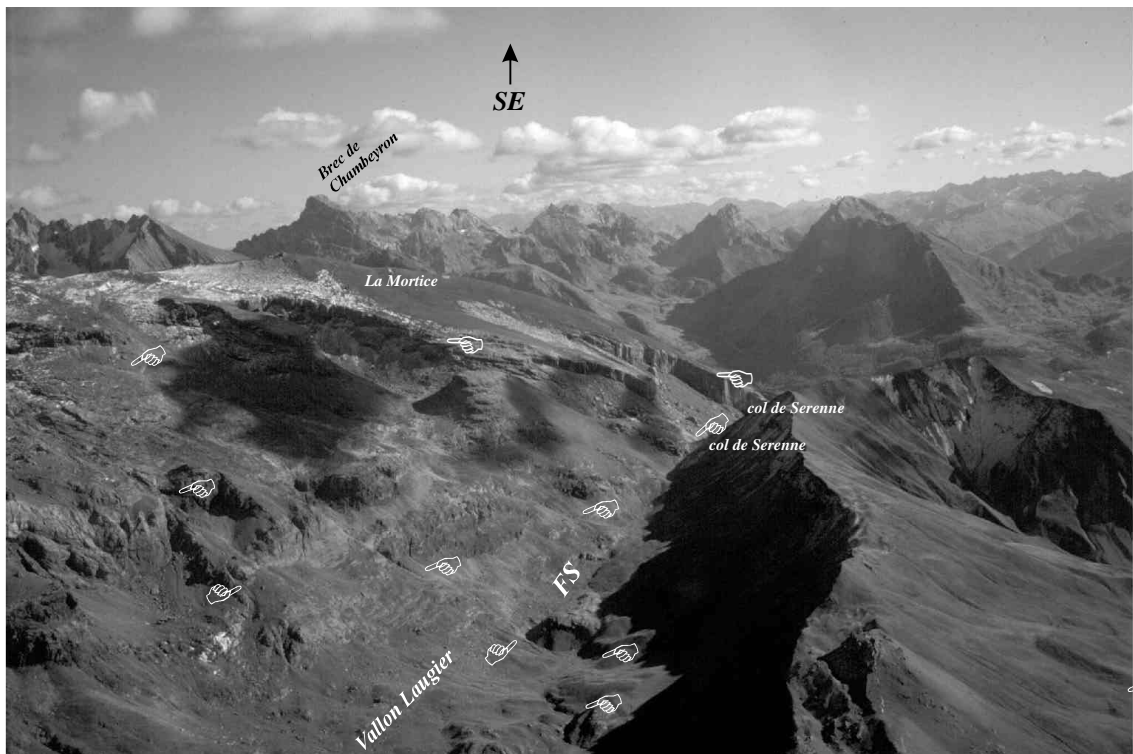


Figure 2.25 :

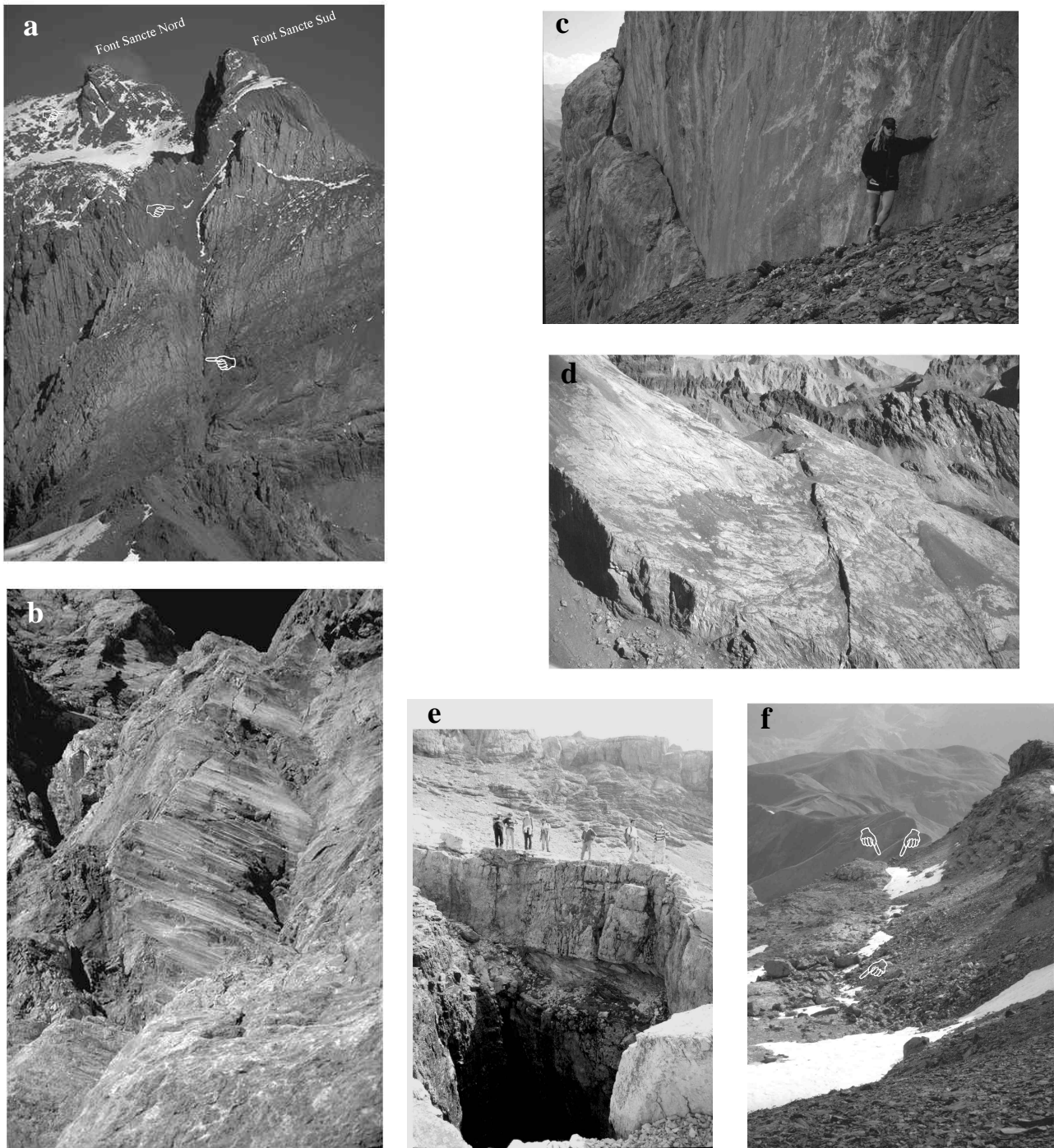


Figure 2.25 - Quelques vues du secteur de la Mortice -Font Sancte.

Page de gauche : deux vues aériennes de la Mortice et du col de Serenne montrant les relations entre la faille de Serenne (FS) longitudinale (N130) et les failles transverse de type “faille de la Font Sancte” (N60).

ci-dessus : a - vue vers l’est de la faille et des Pics de la Font Sancte.

b - plan strié décrochant d’une trentaine de mètres de haut sur la faille de la Font Sancte, au Pic de Houerts (site 3 de la figure 2.24).

c - plan strié décrochant au site 4.

d - faille des Terres Noires (site TN).

e - gouffre de la Mortice, au passage d’une faille transverse (site G).

f - faille et contre-pente dans une moraine soulignées par des névés immédiatement au nord du gouffre (étoile sur la figure 2.24).

Le seul accident transverse au nord de la faille de la Font Sancte correspond à une paléofaille jurassique décrite par Claudel *et al.* (1997), qui a été réactivé lors des épisodes tectoniques récents. Cette faille est décalée dans sa partie la plus orientale par la faille de la Font Sancte. Les mesures microtectoniques effectuées à proximité de cet accident sont reportées sur le stéréogramme 1 de la figure 2.24. Elles montrent que cette faille a eu un jeu normal lors de sa réactivation tardive, et qu'elle a accommodé une part de la déformation globale de ce site.

Le régime tectonique général de ce site est compatible avec ce que nous avons vu pour l'ensemble de la zone briançonnaise plus au nord, jusqu'au massif du Pelvoux. Nous retrouvons ainsi des failles normales associées à des décrochements importants. Si ces derniers apparaissent prépondérants dans la tectonique locale de cette zone (stéréogrammes des sites 3, 4, 6), des failles normales décamétriques disposées en grabens découpent le flanc nord de la Mortice (stéréogramme 5). Par ailleurs, les mesures microtectoniques du site 2 près du Lac des Neuf Couleurs et du site 7 à l'ouest du Pic du Panestrel, montrent une extension N-S à NE-SW selon les failles transverses *et* longitudinales. Ces mesures seront reprises dans le chapitre suivant sur l'analyse quantitative de la fracturation.

Du point de vue de la néotectonique, outre la morphologie générale contrôlée par la fracturation, ce site présente plusieurs indices :

- ☞ Des décalages et contre-pentes importants (décimétriques à métriques) dans des moraines et des éboulis, repérés par les trois étoiles sur la figure 2.24. Ils ne sont pas à flanc de montagne mais près d'un creux topographique (pour les sites à l'ouest et au nord de la Mortice tout du moins). Le site à l'est de la Mortice est aussi très important puisque l'on peut suivre cette contre-pente sur la photographie aérienne (soulignée par des névés) sur deux ou trois kilomètres. Il est difficile d'arguer que ce soit un fauchage de pente, puisque la géométrie rectiligne de cette anomalie topographique ne suit pas le profil du flanc de montagne et ne présente pas d'irrégularité caractéristique des glissements de terrains.
- ☞ Trois décalages horizontaux sénestres du lit de la rivière du vallon Laugier, au passages de failles transverses, qui peuvent être associés au fonctionnement récent de ces failles... ou à une pré-structuration du substratum.
- ☞ La faille N50 qui passe à l'aplomb des deux décalages de moraines au nord et à l'ouest de la Mortice contrôle le développement du seul karst actif du Briançonnais. Ce dernier draine le réseau hydrographique du bassin versant. Le gouffre de la Mortice, allongé selon la direction N50, d'une profondeur de 110 m s'est formé en relation étroite avec la faille comme le montre le plan de la figure 2.24 (site G). Le gouffre à une section carrée atypique pour un gouffre karstique. Cela suggère que la fracturation qui lui est associée est récente ; l'érosion (dissolution des calcaires et dolomies) n'ayant pas ou peu affecté sa géométrie. Toujours sur cette faille, trois lacs se sont formés sur une distance de 2 km : un petit lac au fond du gouffre (G), le lac des 9 Couleurs (L9) et un petit lac souvent asséché une centaine de mètres plus haut (A).
- ☞ L'escarpement de la faille des Terres Noires (TN) décale de deux à trois mètres une surface qui pourrait correspondre à un poli glaciaire. En tout état de cause, l'angle aigu entre la faille et la surface structurale montre qu'il n'a que peu été érodé, et donc que l'escarpement est assez récent. Il reste à essayer de quantifier cette érosion pour préciser l'âge de cette faille.

La faille des Terres Noires (en fait *les failles*... puisqu'il y en a une seconde plus petite immédiatement au sud) a une géométrie particulière : c'est une faille normale avec un effondrement de la partie nord, qui semble recouper les failles décrochantes (critères d'intersections peu fiables à cause des faibles décalages...). Alors que les autres failles sont assez rectilignes et subverticales, la faille des Terres Noires a une géométrie courbe complexe. Nous avons calculé un modèle de sa surface en mesurant directement sur le MNT de la figure 2.23 des points sur la faille puis en effectuant une interpolation de ces points par un polynôme de degré trois.

Le résultat de ce travail est illustré sur la figure 2.24 par le modèle « en grille » de la faille des Terres Noires (TN). La modélisation est fiable entre les deux traits épais. Nous obtenons une image de la surface de faille doublement courbée selon une géométrie de portion torique (ou de selle de cheval...). Ce type de travail illustre l'aspect quantitatif que l'on peut retirer de l'analyse des MNT. Cette faille recoupe clairement la faille de Serenne, alors que les autres failles transverses venaient buter contre cette dernière. Cette caractéristique peut expliquer la géométrie particulière de la faille des Terres Noires.

Nous venons de voir que le site entre les massifs de la Mortice et de la Font Sancte, particulièrement affecté par la fracturation tardive, présente de nombreux indices néotectoniques clairs permettant de parler de *zone active* à son sujet.

D'un point de vue sismotectonique (par anticipation sur la partie III) cette zone fut relativement peu active durant les 10 dernières années, contrairement au massif du Chambeyron qui lui fait face au sud de la vallée de la Haute Ubaye (une des zones les plus actives des Alpes occidentales, se reporter à la partie III).

Néanmoins, le séisme historique le plus important de ce siècle dans les Alpes occidentales (séisme de St-Paul-sur-Ubaye du 5 avril 1959 ; magnitude $M_f=5,3$; intensité MSK VII-VIII d'après Ménard 1988, Lambert 1997), est localisé avec assez peu de précision (erreur possible de plusieurs kilomètres) près du village de Serenne deux à trois kilomètres au sud de la zone de la Mortice – Font Sancte.

Il est vraisemblable que ce séisme ait en fait eu lieu le long d'une des failles « actives » que nous venons d'analyser. Son mécanisme au foyer (Ménard 1988) montre soit un décrochement dextre selon un plan nodal orienté N160 (faille de Serenne ?), soit un décrochement sénestre le long d'un plan nodal N60 (faille de la Font Sancte ou failles connexes ?). La figure 2.26 donne la localisation de ce séisme par rapport à la zone de la Mortice – Font Sancte et son mécanisme. La corrélation entre les plans nodaux de ce mécanisme et la fracturation « active » décrite dans ce paragraphe est particulièrement bonne.

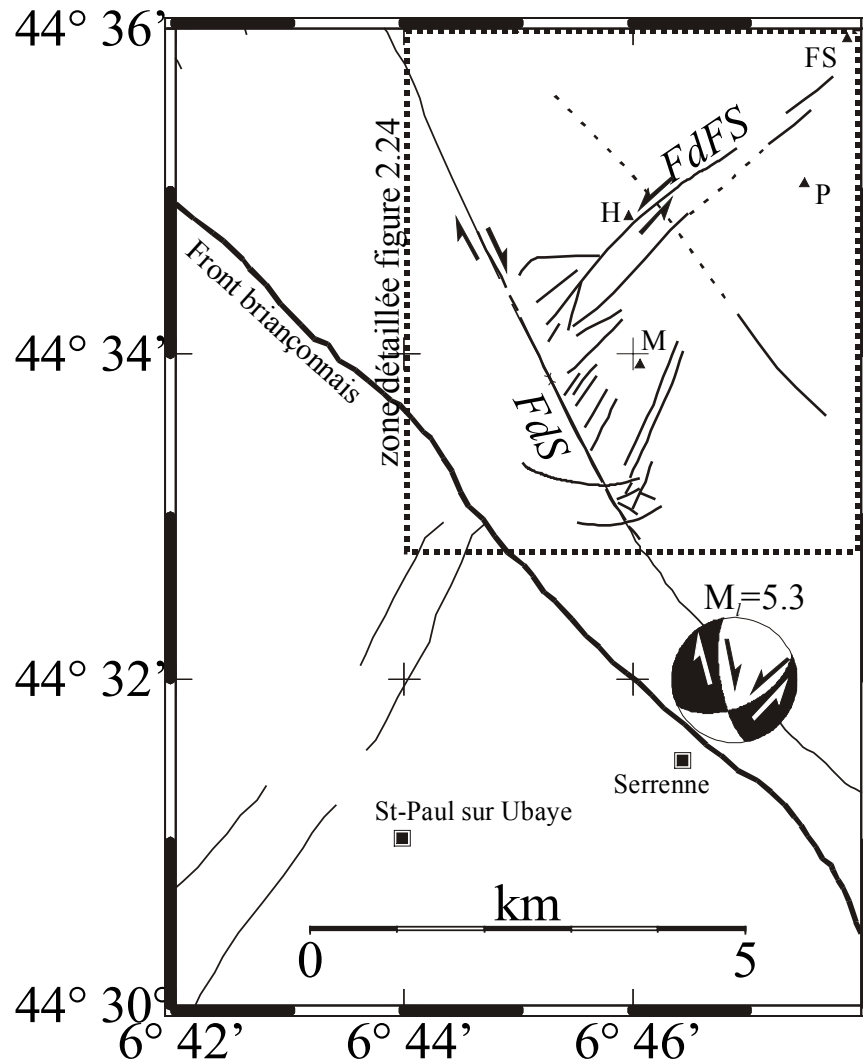


Figure 2.26 – Localisation et mécanisme au foyer (d'après Ménard, 1988) du séisme de Serenne (ou de St. Paul sur Ubaye) par rapport à la zone active entre les massifs de la Font Sancte et de la Mortice.

Abbr. – FdFS : faille de la Font Sancte ; FdS : faille de Serenne ; FS : Pic de la Font Sancte Sud ; H : Pic des Houerts ; M : Mortice ; P : Panestrel

4.6. Conclusions sur la datation de la déformation cassante tardi-alpine

Le caractère néotectonique (*i.e.* quaternaire) de l'ensemble de la fracturation tardive (*i.e.* postérieure aux phases de compression) que nous étudions est, nous l'avons vu, relativement difficile à établir. Néanmoins, plusieurs indices tendent à montrer que ces accidents tardifs ont fonctionné au Quaternaire et jusque dans la période post-Würm (décalages d'éboulis, profils en long perturbés en relation avec les accidents tardifs, etc.). *Le régime tectonique qui a entraîné le développement de cette fracturation tardive s'est donc poursuivi jusque dans des périodes très récentes.*

Nous verrons par la suite (partie III, chapitre 1) que ce régime tectonique tardi-alpin (quaternaire ?) est en relation étroite avec l'activité sismique de cette région (Pelvoux – Argentera).

Il y a donc continuité des régimes tectoniques actuel et tardi-alpin. Par contre, le problème de la « borne inférieure » pour l'âge de ce régime tectonique reste entier. Il est difficile de trancher entre un régime uniquement quaternaire, plio-quaternaire ou débutant au cours du Miocène.

5. Conclusions sur l'analyse cinématique du réseau de failles tardives

Nous avons étudié dans ce chapitre l'expression du *dernier épisode tectonique* qui a affecté (et affecte probablement toujours) les zones internes, en particulier la zone briançonnaise entre les *massifs du Pelvoux, de l'Argentera et du Viso*. Il s'agit d'une *déformation cassante tardi-alpine* (post-nappe et post-schistosité) qui s'est poursuivie jusque dans des périodes récentes (post-Würm) comme le montre un faisceau d'indices *néotectoniques* assez dense.

D'un point de vue géométrique, la déformation cassante est accommodée par un réseau complexe de failles formé de deux familles principales :

- ☞ De grandes failles *longitudinales* (N160 à N130) courent le long des zones internes sur plusieurs dizaines de kilomètres. Localement, des accidents moins arqués, branchés sur les failles longitudinales, traversent le front pennique crustal et affectent la zone externe ou les nappes de flyschs ;
- ☞ La seconde famille de failles est formée d'un ensemble d'accidents *transverses* à l'arc alpin (N40 à N90), moins étendus, qui interfèrent avec les failles longitudinales. Les deux familles sont *cogénétiques* et semblent avoir fonctionné de façon synchrone jusque dans les périodes les plus récentes.

L'analyse cinématique du réseau de failles tardives montre que les deux familles longitudinales et transverses ont tout d'abord eu un fonctionnement en faille normale, avec des rejets parfois très importants (~ 1000 m). ***Une extension tardive importante des zones internes des Alpes sud-occidentales est ainsi mise en évidence.***

Le même réseau de faille montre aussi des mouvements décrochants importants le long de grands couloirs de décrochement. Cette part de la déformation est accommodée par des mouvements dextres le long des failles longitudinales et sénestres le long des failles transverses. Bien que les décrochements soient localement postérieurs aux mouvements normaux, les fonctionnements normaux et décrochants des deux familles de failles semblent étroitement liés.

Le régime tectonique tardi-alpin apparaît donc globalement ***transtensif*** pour l'ensemble de la zone d'étude.

Nous allons voir dans le chapitre suivant que l'analyse quantitative des données microtectoniques permet de caractériser précisément ce régime tectonique tardi-alpin.

Chapitre II.2 - Analyse micro-structurale

Ce chapitre est consacré à l'analyse de populations de plans striés d'échelle décimétrique à métrique qui ont accommodé les différentes étapes de la déformation cassante tardi-alpine caractérisée dans le chapitre précédent. Cette base de données permet de remonter au(x) champ(s) de contraintes associé(s).

L'inversion du tenseur des contraintes à partir de ce type de données fait l'objet de discussions dans la communauté des tectoniciens sensu lato. Dans le §1.2, je précise les hypothèses liées aux inversions et fixe clairement le cadre et

les limites d'application de ces méthodes. A leur crédit, je soulignerai simplement la cohérence régionale qui résulte dans cette étude du calcul de nombreux tenseurs de contraintes locaux, les validant a posteriori.

Par souci de concision, je ne développerai pas de paragraphe « méthodologique » de façon exhaustive mais renverrai le lecteur à la bibliographie - très riche - concernant les diverses méthodes d'inversion.

~

1. Rappels méthodologiques

1.1 Conventions, définitions

Par la suite, j'utiliserai les notations classique σ_1 , σ_2 , σ_3 pour désigner les contraintes principales (respectivement maximale, intermédiaire et minimale, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) du tenseur des contraintes (σ_{ij}) *dans son repère principal*. Le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes est défini par $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ (e.g. Angelier 1975, Angelier & Mechler 1977, Ritz 1991). Un plan sera noté par son azimut (0° à 180°), sa direction de pendage (N, S, E, W) et son pendage (0° à 90°), une ligne par son azimut (0° à 360°) et son plongement (0° à 90°).

Par abus de langage nous parlerons de *tenseur des contraintes* pour désigner le résultat de l'inversion des mesures microtectoniques alors que ce calcul ne permet d'accéder qu'au *tenseur réduit des contraintes* (σ_{ij})_r (4 des 6 paramètres du tenseur complet). En effet, la partie isotrope du tenseur complet ainsi que la magnitude des contraintes (facteur d'échelle) ne sont pas accessibles directement par les méthodes d'inversion, et tout tenseur de la forme $k(\sigma_{ij})_r + k'(I)$ correspondrait de la même façon que (σ_{ij})_r aux données microtectoniques. Ces indéterminations sont liées à la taille et à la position du cercle de Mohr. Sassi et Carey-Gailhardis (1987) et Angelier (1989) discutent des hypothèses permettant dans certains cas de remonter au tenseur complet (détermination de k , rapport d'homothétie, et k' , contrainte isotrope).

1.2 Hypothèses de base

Plusieurs hypothèses sont nécessaires à l'application des méthodes d'inversion du tenseur des contraintes :

- ☞ Le milieu est homogène et isotrope dans le site de mesure ;
- ☞ Le champ de contraintes est uniforme dans le volume rocheux considéré (notion d'« état de contrainte moyen ») ;
- ☞ Le champ de contraintes reste constant dans le temps au cours d'une même phase tectonique ;
- ☞ Les glissements sur les différents plans striés sont libres (pas de frottement) et indépendants les uns des autres ;
- ☞ Les déformations sont incrémentales ;
- ☞ Les rotations sont négligeables.

Ces hypothèses ne sont pas toutes vérifiées dans les cas réels, en particulier en ce qui concerne la notion d'état de contrainte moyen qui varie en fonction des hétérogénéités et des discontinuités du matériau. L'approche physique des états de contrainte dans les roches est détaillée par Goguel (1952) ou Guéguen et Palciauskas (1992). L'état de contrainte moyen est en fait une simplification justifiée *a posteriori* par la cohérence des résultats (Angelier et Mechler, 1977).

En pratique, ces méthodes s'appliquent à des sites de mesures relativement restreints (quelques dizaines à centaines de mètres) et pour un ensemble rocheux suffisamment homogène. Par ailleurs, ce site ne doit pas être trop proche d'une faille majeure pour éviter les phénomènes de perturbations du champ de contraintes près des discontinuités importantes.

1.3 Développement des méthodes d'inversion

Une première classe de méthodes d'analyse du glissement sur les failles sont les méthodes graphiques d'Anderson (1951), d'Arthaud (1969), la méthode du « dièdre aigu » (Arthaud et Choukroune, 1972) et celle des « focalisations de stries » (Vergely *et al.*, 1987).

Plus classiquement, la méthode des « dièdres droits » (Angelier & Mechler, 1977) aboutit à l'individualisation de *domaines* potentiels pour les axes de contraintes σ_1 et σ_3 . Elle donne une première indication sur la configuration du tenseur, mais ne renseigne pas sur le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes (Φ).

Les méthodes numériques d'inversions du tenseur des contraintes développées par la suite sont basées sur le principe de Wallace (1951) et Bott (1959) selon lequel la direction de la strie et la direction de la contrainte tangentielle résolue sur un plan de faille donné sont parallèles. Ce principe est applicable au cas des failles et discontinuités héritées généralisant le modèle d'Anderson (1942) limité quant à lui aux failles néoformées.

Ces méthodes ont été développées principalement par Carey et Brunier (1974), Angelier (1975), Armijo et Cisterna (1978), Angelier (1979), Angelier et Goguel (1979), Etchecopar *et al.* (1981), Angelier *et al.* (1982), Angelier (1984), Etchecopar (1984), Gephart et Forsyth (1984), Pfiffner et Burkhard (1987), Angelier (1989), Huang et Angelier (1989), Angelier (1990), Gephart (1990).

Elles sont généralement basées sur la minimisation d'une fonction croissante des angles entre stries mesurées et stries calculées (« angles différentiels » dans la suite de ce mémoire) et caractérisent entièrement le tenseur réduit des contraintes défini précédemment, rapport Φ y compris. Ritz (1991) et Ritz et Taboada (1993) discutent précisément de la signification de ce rapport.

1.4 Procédures utilisées

Dans le présent travail, j'ai utilisé le programme d'inversion « *STRESS* » développé par Villemin et Charleworth (1992) et basé sur la méthode dite d'« inversion directe – INVD » d'Angelier (1990) qui tend à résoudre de façon *analytique* le problème inverse de recherche du tenseur des contraintes.

L'analyse minutieuse de chaque site sur le terrain et le faible nombre de phases de déformation cassante ont permis de reconnaître, lorsqu'il y avait lieu, la chronologie locale entre les différents jeux de stries et autres marqueurs (stylolites, fentes de tensions, etc. ; Ramsay et Hubert, 1983 ; Choukroune, 1995). De cette façon, il n'a pas été nécessaire de procéder à des tris automatiques des générations de stries pour extraire les différents tenseurs d'un site polyphasé. La répartition des plans striés selon les différentes phases s'est effectuée directement sur le terrain. Il est vrai que les sites polyphasés ne comportaient généralement que deux phases...

D'un point de vue technique, chaque inversion a été précédée d'une recherche des domaines potentiels pour les axes σ_1 et σ_3 par la méthode graphique des dièdres droits. L'inversion proprement dite (méthode numérique) fournit un « meilleur tenseur » et une liste des angles différentiels entre les stries mesurées et calculées.

Pour chaque inversion, je donnerai une représentation des plans et stries mesurés sur un stéréogramme de Schmidt en projection de l'hémisphère inférieur, avec les trois axes du tenseur (étoiles à 5, 4 et 3 branches pour σ_1 , σ_2 , σ_3 respectivement) et des flèches rentrantes (resp. sortantes) pour symboliser l'axe σ_1 (resp. σ_3) en cas de subhorizontalité.

Un histogramme des angles différentiels entre stries mesurées et stries « calculées » sera systématiquement fourni avec la moyenne (m) et l'écart-type (σ) de ces angles, ainsi qu'un histogramme circulaire de répartition des azimuts des plans mesurés. Ces diagrammes donnent une idée de la qualité de l'inversion.

2. Analyses de sites caractéristiques

2.1 Les différents types de tenseurs calculés

Les mesures microtectoniques constituent la base de données quantitatives de ce chapitre. Les inversions effectuées sur cette base de données ont permis de retrouver et de préciser le régime tectonique tardi-alpin présenté d'un point de vue observationnel dans le chapitre II.1. Ces mesures sont composées de deux types de plans striés correspondant aux fonctionnements normaux et décrochants du système de failles tardives. Les relations chronologiques, lorsqu'elles ont pu être déterminées (*i.e.* dans la douzaine de sites polyphasés) indiquent que les mouvements normaux sont antérieurs aux mouvements décrochants, comme précisé dans le chapitre précédent (cf. figure 2.7). Cette chronologie reste malgré tout locale et ne saurait être étendue sans précautions à l'ensemble de la zone d'étude, la majorité des sites étant monophasés.

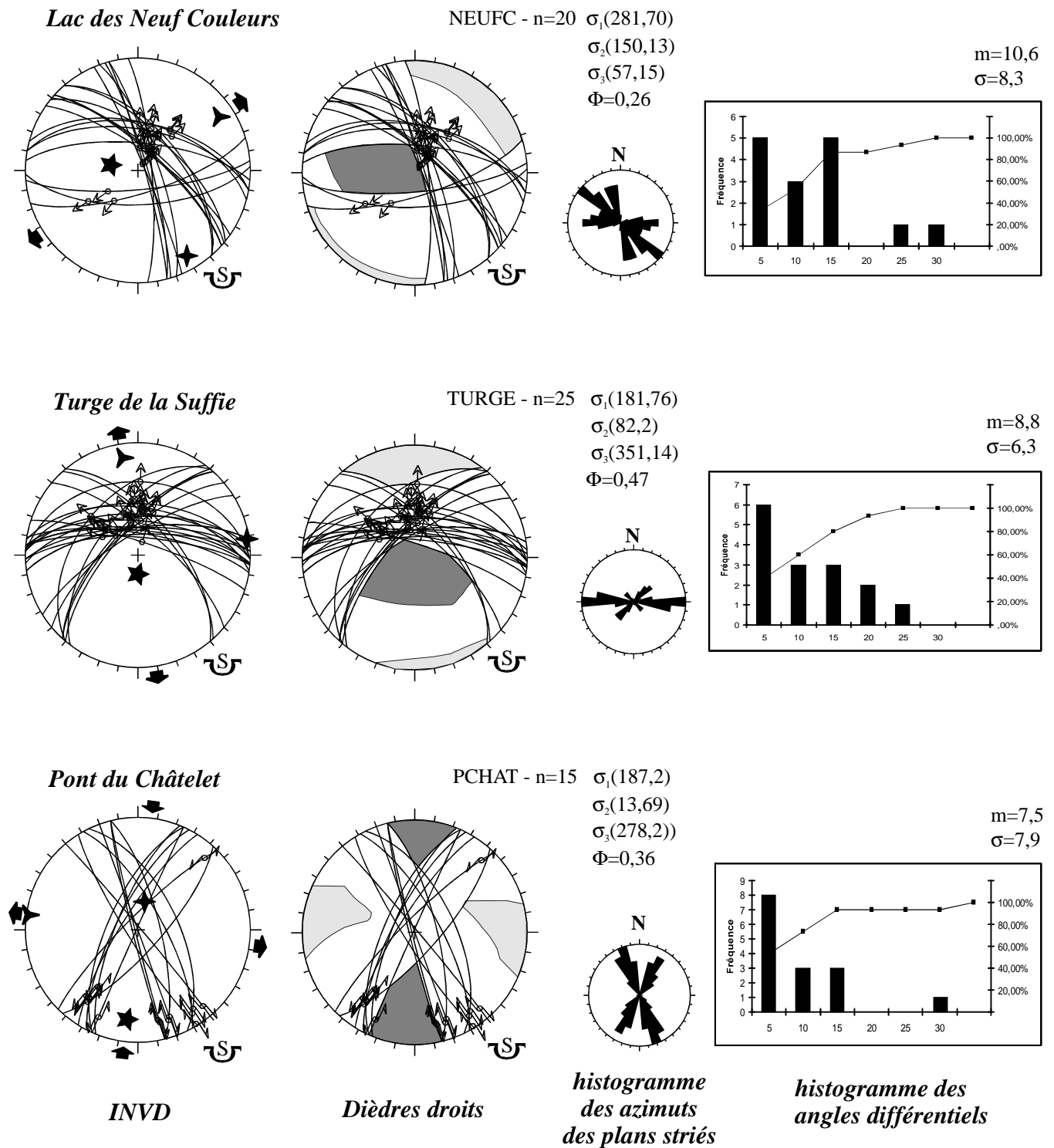


Figure 2.27 - Quelques exemples de tenseurs représentatifs du (des) régime(s) de contraintes tardi-alpin dans la zone cible. Deux tenseurs sont extensifs (Lac des neuf Couleurs, à l'est de la Mortice, extension NE-SW et Turge de la Suffie dans le massif de Rochebrune, extension N-S ; le site du pont du Châtelet dans la vallée de la Haute Ubaye, caractérise le champ de contraintes lié au décrochement dextre le long de la faille de Serenne. Les tenseurs inversés avec la méthode INVD (Angelier 1990) sont comparés avec les régions de l'espace potentielles pour les axes σ_1 (gris foncé) et σ_3 (gris clair) déterminées avec la méthode géométrique des dièdres droits. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: axes du tenseur des contraintes (azimut, plongement); Φ : rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes ; n : nombre de données ; m et σ : moyenne et écart-type des angles différentiels.

Les différents types de tenseurs calculés sont illustrés par la figure 2.27, avec deux tenseurs en extension (axe σ_1 vertical, Lac des Neuf couleurs et Turge de la Suffie) et un tenseur décrochant (axe σ_2 vertical, Pont du Châtelet), *typiques* de la zone étudiée. Les deux tenseurs en extension montrent des directions d'extension NW-SE et E-W représentatives des directions d'extensions calculées dans l'ensemble de la région analysée. De même, le tenseur décrochant est compatible avec les décrochements tardifs dextres le long des failles longitudinales (NNW-SSE) et sénestres le long des failles transverses (NE-SW à ENE-WSW), bien exprimés en particulier le long de l'accident Durance-Serenne-Bersezio subparallèle au front pennique crustal.

Ces tenseurs sont comparés aux régions de l'espace individualisées par la méthode des dièdres droits, permettant, sur ces trois exemples, de montrer la cohérence entre l'inversion analytique et la méthode géométrique utilisée ici comme moyen de contrôle.

L'ensemble des tenseurs calculés dans cette étude est reporté dans l'annexe B (exceptés ceux présentés dans ce chapitre), avec un histogramme des angles différentiels et un histogramme circulaire de répartition de l'azimut des plans mesurés.

1.2 Relations macro/micro-tectonique : quelques illustrations

Les figures 2.28, 2.29 et 2.30 donnent quelques exemples de relations claires entre les objets microtectoniques (plans striés, fentes de tension, etc.) et les observations macrotectoniques et mésotectoniques. Ces exemples montrent que la microfracturation (échelle décimétrique), la fracturation à l'échelle de l'affleurement (métrique) et la fracturation à l'échelle du panorama large (décamétrique à hectométrique) sont étroitement liées.

La figure 2.28 est une vue vers l'est du Rocher Blanc, au nord-ouest de Briançon. Ce site est affecté par deux failles normales décamétriques conjuguées de direction environ N60 (failles transverses) qui décalent de plusieurs mètres un niveau de schistes argilitiques dans des brèches crétacées. Les mesures microtectoniques effectuées au pied de la barre rocheuse montrent une population de plans striés analogues aux grandes failles visibles dans le paysage (direction N60-N70, failles conjuguées). Les sens des mouvements sur ces plans sont déterminés par des fibres de calcites associées aux stries.

Au sud de ce site, nous pouvons observer des fentes de tension en échelon (sur un plan vertical) alignées sur des plans potentiels de cisaillement eux aussi analogues aux failles d'échelle décamétrique. Ce site illustre la cohérence des observations aux différentes échelles.

La figure 2.29 est une vue du site de la Croix de la Salcette dans le massif de Montbrison, au sud-ouest de Briançon. Les failles observées dans le paysage affectent une barre de dolomies du Trias Moyen. Ces failles font partie de la famille longitudinale de type « faille de la Durance ». Les mesures microtectoniques montrent dans ce site un *polyphasage tectonique* : jeu normal puis jeu décrochant. Les plans striés parallèles aux failles majeures (N160) fonctionnent dans un premier temps en failles normales. Ce premier jeu est vraisemblablement celui qui a suivi la rupture. Les rejeux décrochants s'expriment selon un système conjugué qui d'une part remobilise les plans longitudinaux (mouvements dextres) et d'autre part met en jeu de nouveaux plans appartenant à la famille de failles transverses (mouvements sénestres).

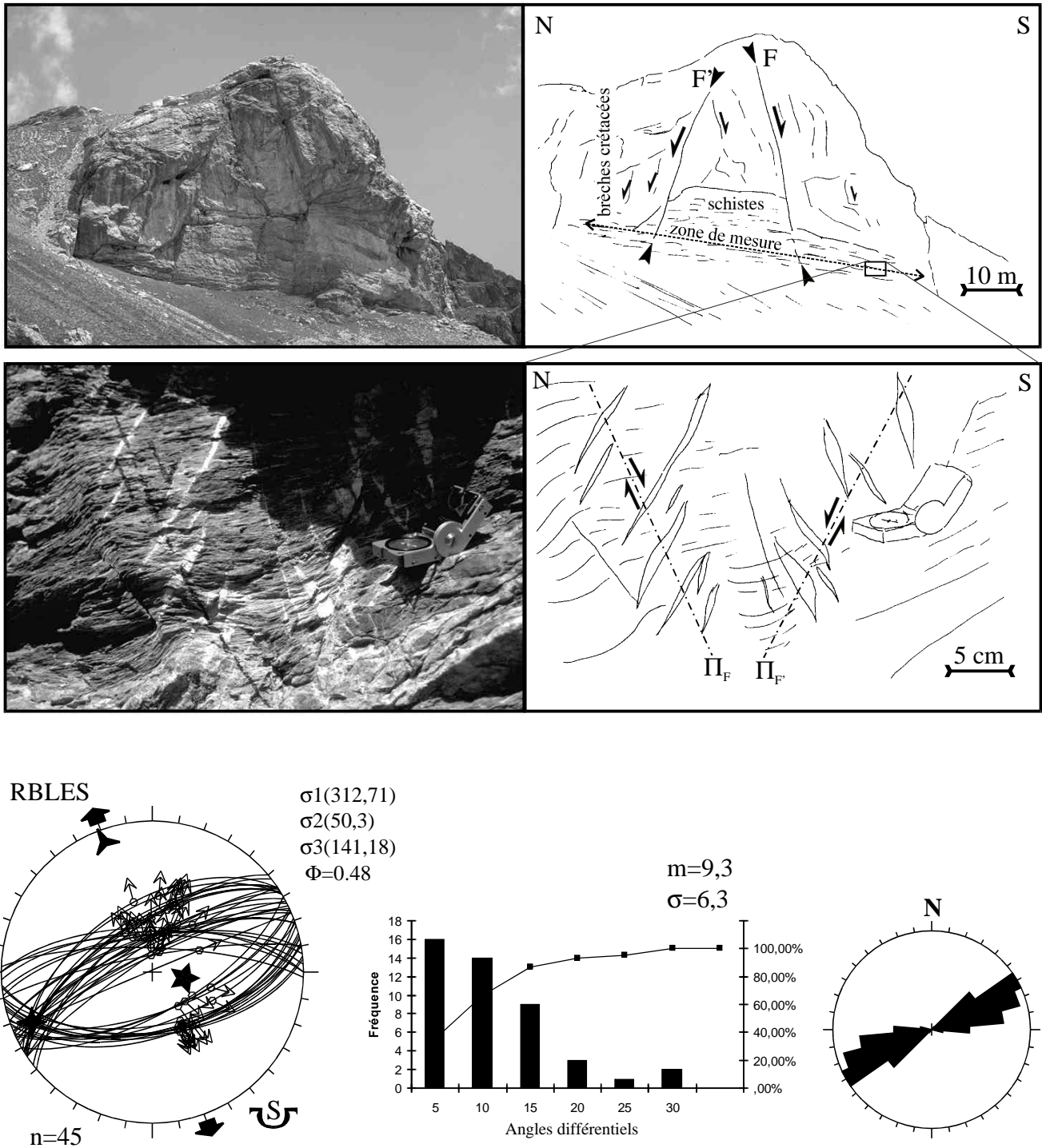


Figure 2.28 - Le site du Rocher Blanc, au nord ouest de Briançon : un exemple de relation entre macro et microtectonique. Les deux failles normales conjuguées F et F' décalent de plusieurs mètres les brèches crétacées du Rocher Blanc. La limite entre les brèches massives et les schistes permet d'évaluer le rejet des failles (quelques mètres). Ces failles normales sont associées à une microfracturation intense dont les mesures, reportées sur le stéréogramme, ont servi à l'inversion du tenseur réduit des contraintes. Les critères de qualité du tenseur sont bons en ce qui concerne le nombre de mesures et l'histogramme des angles différentiels, contrairement à la répartition unimodale des azimuts des plans striés mesurés sur le terrain. Les fentes de tension en échelon développées dans les schistes sont directement liées à la fracturation comme le montrent les plans potentiels de cisaillement (Π_F et $\Pi_{F'}$) parallèles aux failles F et F' et indiquant le même mouvement.

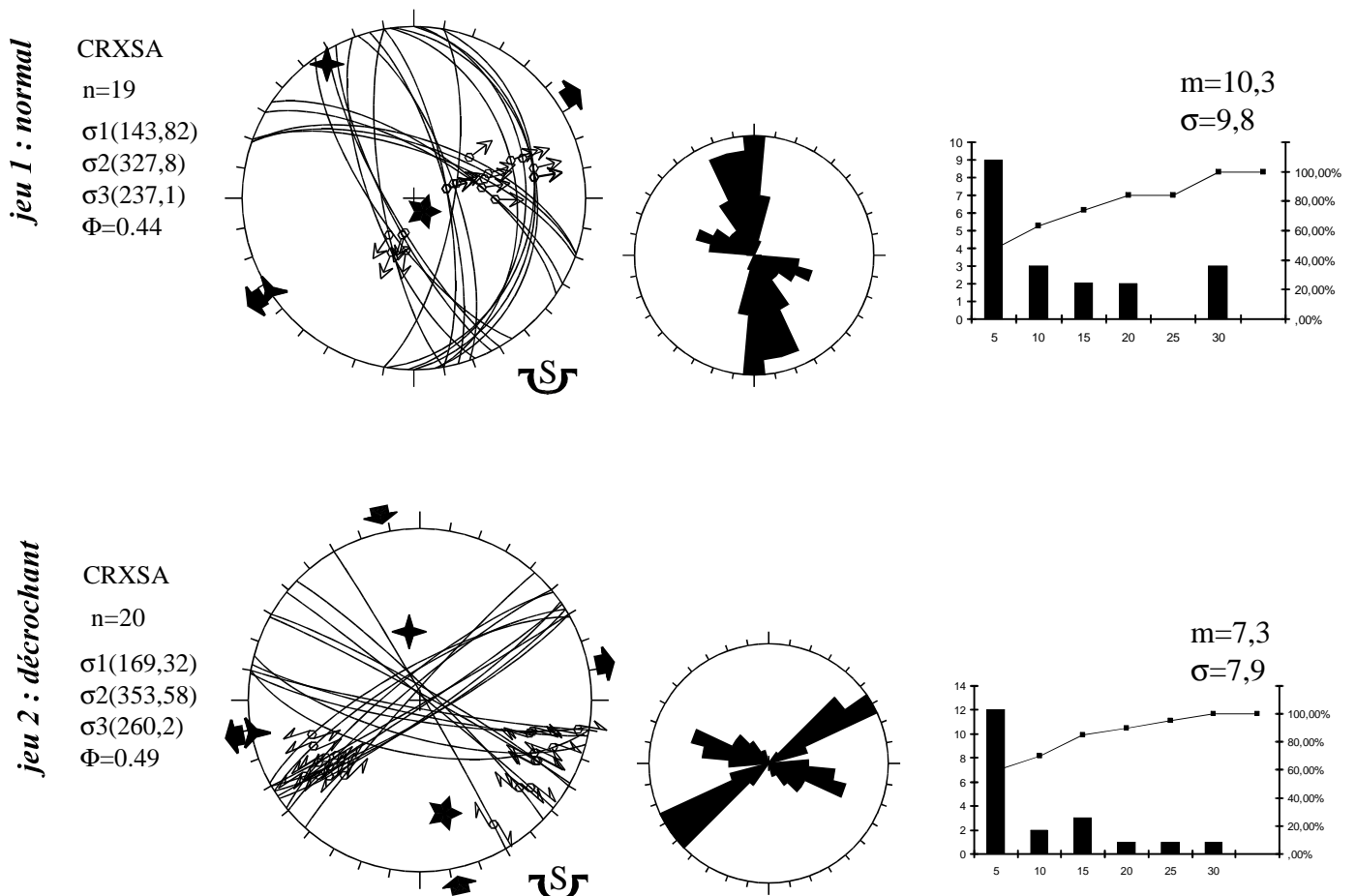
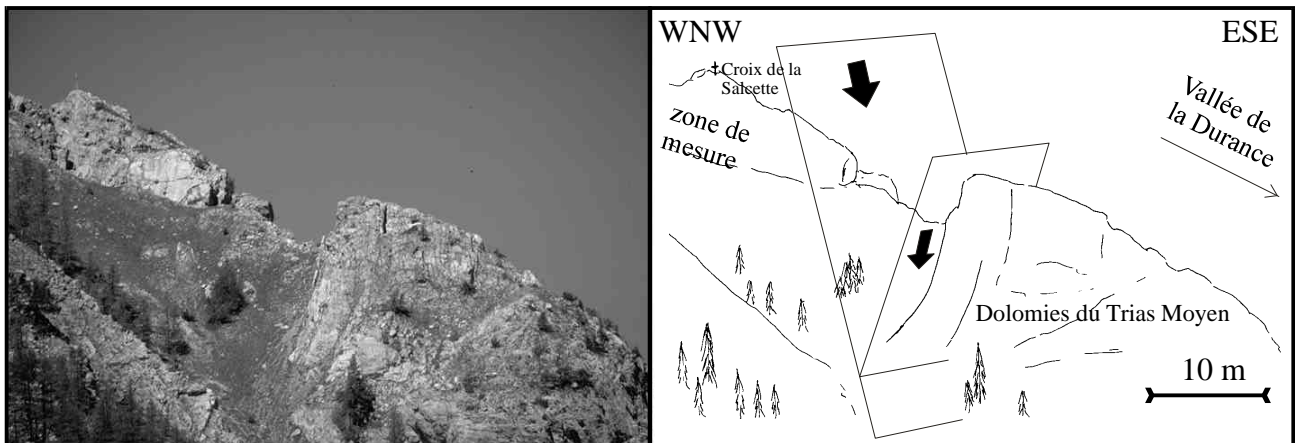


Figure 2.29 - Le site polyphasé de la Croix de la Salcette. Le jeu normal analysé d'un point de vue microtectonique est associé au fonctionnement d'une faille décamétrique parallèle à la faille de la Durance toute proche. Il s'exprime par des failles conjuguées NNW-SSE (longitudinales). Les rejeux décrochants dextres sur cette famille de failles sont associés à des rejeux sénestres suivant les failles ENE-WSW (famille transverse) qui font office de décrochements conjugués.

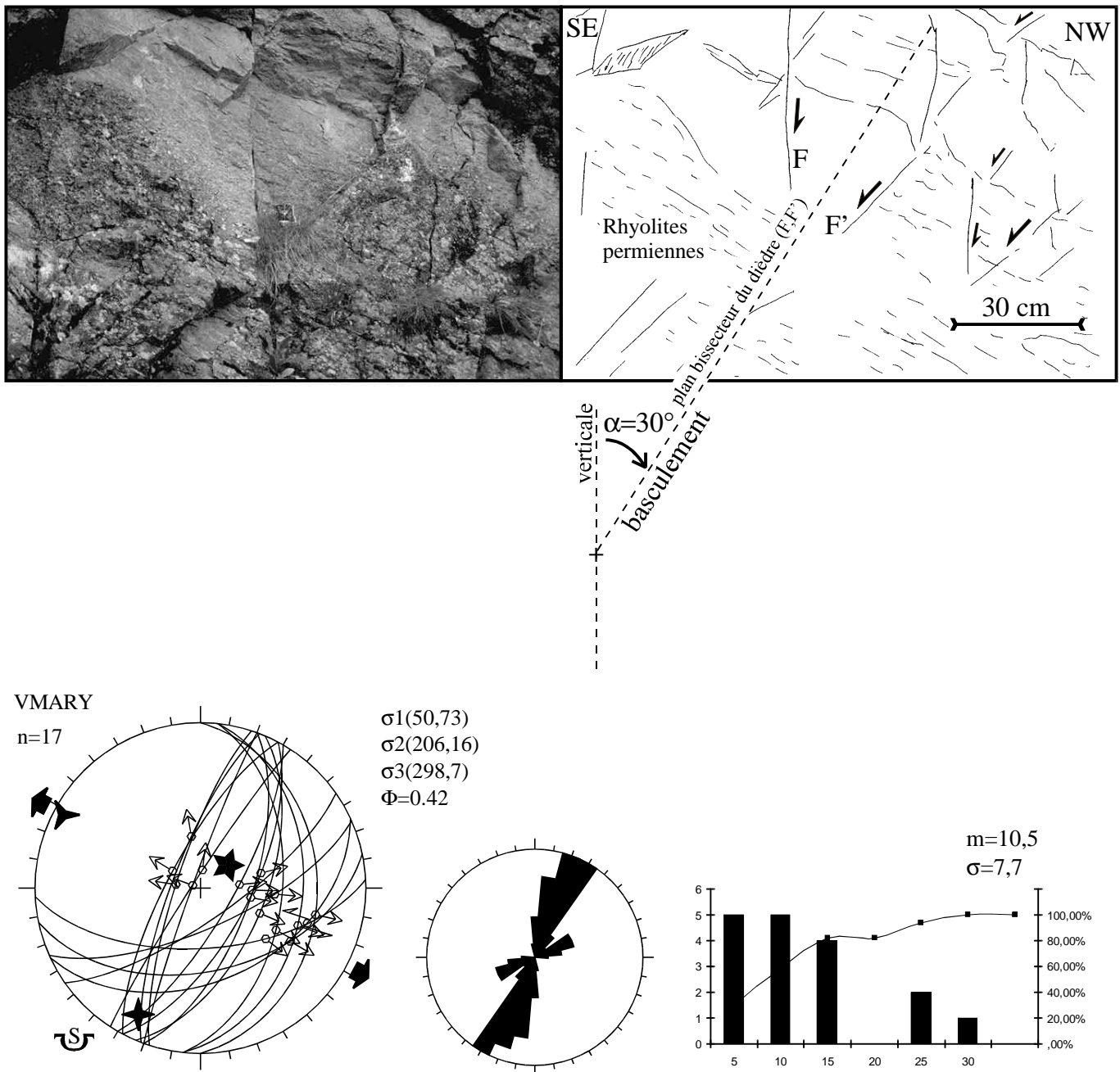


Figure 2.30 - Le site du Vallon de Mary, en Haute Ubaye. La fracturation normale est exprimée par une population de petits plans striés qui ont été basculés *au cours* de la phase extensive. Les mesures ci-contre montrent aussi un certain nombre de plans non basculés. Le tenseur calculé à partir de ces données reste acceptable malgré le basculement d'une partie des plans striés (axe σ_1 subvertical et histogramme correct).

La figure 2.30 illustre une des complications que l'on peut rencontrer dans l'analyse de sites microfracturés. Ce site a été basculé postérieurement à la fracturation visible à l'affleurement. Les failles métriques qui découpent des rhyolites permienes à la base des séries briançonnaises dans le Vallon de Mary (Haute Ubaye) sont composées de deux ensembles : un premier ensemble de failles subverticales et un second de failles dont le pendage est d'une trentaine de degrés vers le sud-est.

En fait, il s'agit de plans conjugués individualisés lors de la fracturation en extension, puis *basculés* vers le nord-ouest de trente degrés. Ce basculement est probablement le résultat du fonctionnement d'une faille normale de plus grande échelle, analogue aux failles visibles à l'affleurement.

Si les failles métriques sont peu ou prou toutes basculées comme le montre la photographie, les plans striés décimétriques ne le sont que partiellement : un certain nombre de plans ont des pendages vers le sud-est relativement raides, et sont conjugués et non basculés avec des plans à pendage nord-ouest. De ce fait, le tenseur calculé n'est pas trop perturbé par le basculement. Il montre une direction d'extension NW-SE compatible avec les tenseurs voisins et avec les caractéristiques du champ de contrainte régional (cf. §3 ci-dessous). Par ailleurs, l'axe σ_1 n'est que peu basculé (pendage de 73°). Ces observations justifient le fait que ce tenseur soit conservé et non débasculé. Un éventuel débasculement aurait pu être calculé connaissant la stratification anté-basculement (si l'on connaît le pendage régional moyen par exemple) ou sur des critères de verticalité du plan bissecteur du dièdre formé par les failles conjuguées. Ce site permet de souligner une différence entre la fracturation à l'échelle métrique (basculée) et à l'échelle décimétrique (partiellement basculée), montrant ainsi que le basculement s'est effectué *en cours* de fracturation : la fracturation mésoscopique précise le jeu (avec basculement) suivant les failles majeures.

3. Analyse des champs de contraintes

3.1 La base de données

Les tenseurs constituant cette base de données sont reportés dans l'annexe B. Les sites de mesures sont localisés sur la carte de la figure 2.31. Les codes de 5 lettres renvoient à cette carte et au tableau 2.1 page suivante qui précise l'ensemble des paramètres des tenseurs calculés au cours de mon travail de thèse. Pour chaque tenseur je précise :

- ☞ Le nom du site
- ☞ Le code (5 lettres)
- ☞ La localisation du site (longitude et latitude)
- ☞ Le nombre de mesures (Nb)
- ☞ Les trois axes de contrainte principale (az,pl) ; az : azimut par rapport au nord compté de 0 à 360° vers l'est ; pl : plongement (de 0° à 90°)
- ☞ Le rapport $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$
- ☞ La génération locale du tenseur (Gl)
- ☞ Le type de tenseur (T) ; N : normal ; D : décrochant dernière phase ; Dp : décrochant première phase
- ☞ La moyenne des angles différentiels (m)
- ☞ L'écart-type des angles différentiels (σ)

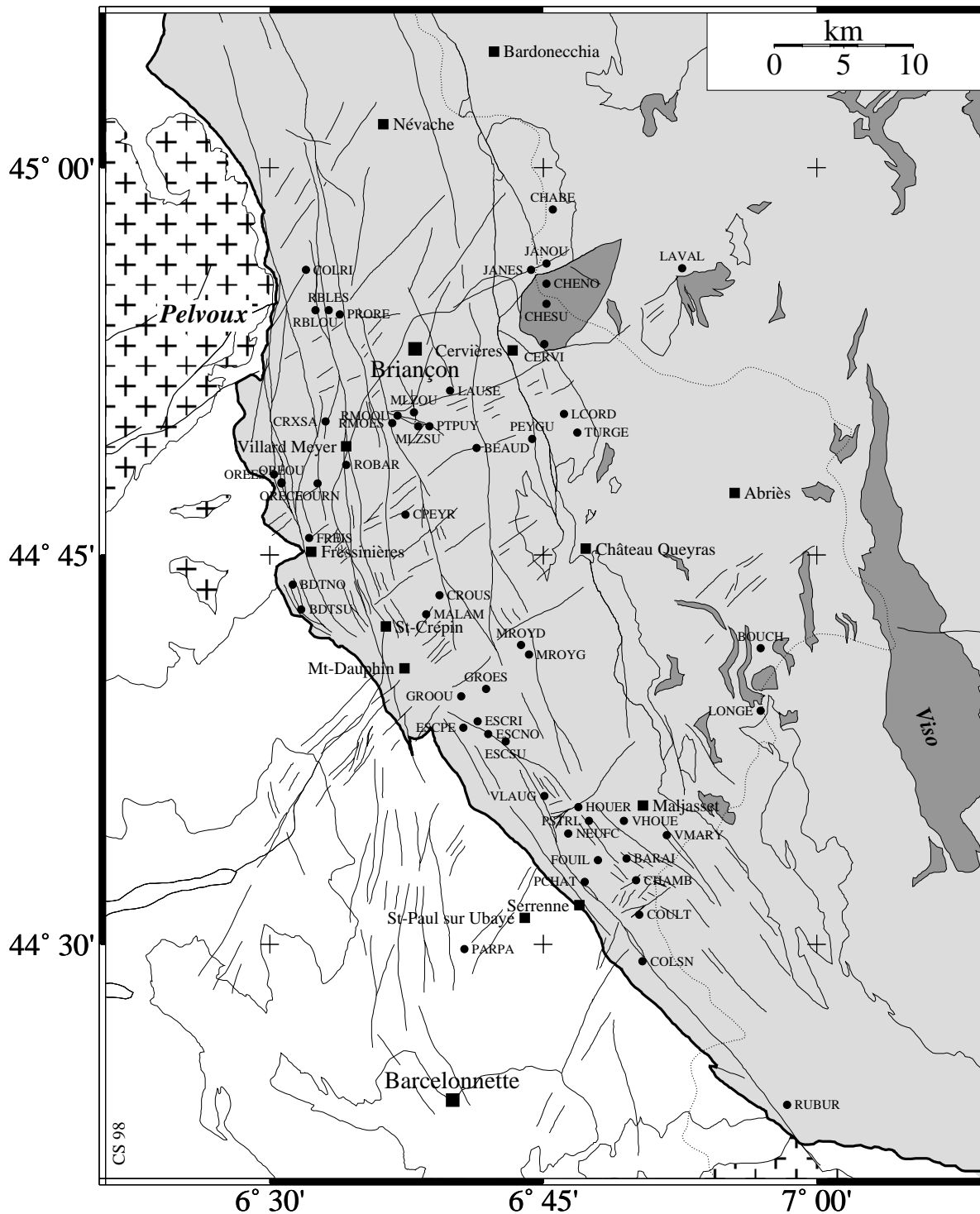


Figure 2.31 - Localisation des sites de mesures microtectoniques (disques noirs). Les codes renvoient au tableau 2.1.

site	code	latitude	longitude	N	σ_1	σ_2	σ_3	Φ	Gl	T	m	σ
Barre du Treuil nord	BDTNO	44° 43.88' N	6° 31.25' E	30	142,77	349,18	258,6	0,6	1	N	4,7	4,3
Barre du Treuil sud	BDTSU	44° 42.88' N	6° 31.74' E	25	108,83	356,3	265,6	0,4	1	N	4,8	3,2
Bersezio	RUBUR	44° 23.81' N	6° 58.39' E	12	2,3	260,76	93,13	0,8	1	D	17,8	8,4
Bouchouse	BOUCH	44° 41.41' N	6° 56.95' E	30	64,69	236,21	327,3	0,2	1	N	7,5	6,8
Cervière	CERVI	44° 53.17' N	6° 45.03' E	18	208,76	313,4	44,14	0,3	1	N	9,7	9,8
Chaberton	CHABE	44° 58.38' N	6° 45.54' E	21	193,83	58,5	327,5	0,4	1	N	9,5	7,1
Chambeyron	CHAMB	44° 32.48' N	6° 50.08' E	23	32,67	214,23	124,1	0,3	1	N	11,4	6,9
Chenaillet nord	CHENO	44° 55.52' N	6° 45.18' E	10	111,76	317,13	226,6	0,4	1	N	14,0	6,0
Chenaillet sud	CHESU	44° 54.74' N	6° 45.16' E	10	261,73	97,17	5,4	0,3	1	N	11,0	6,0
Clot de Malamort	MALAM	44° 42.71' N	6° 38.60' E	36	287,81	34,3	125,8	0,2	1	N	9,2	8,5
Col de la Ricelle	COLRI	44° 56.05' N	6° 32.00' E	19	234,71	89,16	356,10	0,3	1	N	7,2	5,3
Col des Peygus	PEYGU	44° 49.51' N	6° 44.42' E	13	66,78	182,5	273,11	0,2	1	N	14,6	9,2
Col du Longet	LONGE	44° 39.00' N	6° 56.92' E	16	81,70	296,17	202,11	0,2	1	N	12,9	8,0
Col sans Nom	COLSN	44° 29.33' N	6° 50.46' E	15	202,3	354,57	104,13	0,6	1	D	8,6	7,4
Collet du Peyron	CPEYR	44° 46.58' N	6° 37.47' E	30	84,82	247,7	337,3	0,2	1	N	11,7	8,9
Crête desCrouzas	CROUS	44° 43.43' N	6° 39.31' E	8	62,67	294,15	199,17	0,4	1	N	15,0	9,8
Crête desCrouzas	CROUS	44° 43.43' N	6° 39.31' E	10	15,16	157,70	282,11	0,5	2	D	16,5	9,0
Croix de la Salcette	CRXSA	44° 50.18' N	6° 33.05' E	19	143,82	327,8	237,1	0,4	1	N	10,3	9,8
Croix de la Salcette	CRXSA	44° 50.18' N	6° 33.05' E	20	169,32	353,58	260,2	0,5	2	D	7,3	7,9
Fouillouse	FOUIL	44° 33.22' N	6° 48.02' E	11	130,82	4,5	274,6	0,4	1	N	10,4	7,0
Gros est	GROES	44° 39.81' N	6° 41.88' E	37	265,41	77,48	171,4	0,5	1	Dp	10,4	6,9
Gros ouest	GROOU	44° 39.56' N	6° 40.53' E	27	218,68	48,22	317,4	0,2	1	N	11,0	7,8
Gros ouest	GROOU	44° 39.56' N	6° 40.53' E	27	219,39	37,50	128,1	0,8	2	D	11,3	9,6
Gros ouest	GROOU	44° 39.56' N	6° 40.53' E	26	271,33	87,57	180,2	0,6	-	Dp	7,0	5,6
Janus est	JANES	44° 56.03' N	6° 44.31' E	11	236,70	53,19	143,1	0,5	1	N	5,0	2,8
Janus est	JANES	44° 56.03' N	6° 44.31' E	8	172,4	43,83	262,5	0,7	2	D	14,5	9,2
Janus ouest	JANOU	44° 56.29' N	6° 45.21' E	13	343,81	250,0	160,9	0,4	1	N	9,8	6,6
Lac des Cordes	LCORD	44° 50.46' N	6° 46.13' E	13	204,84	77,4	347,5	0,4	1	N	10,5	7,7
Lac des Neuf Couleurs	NEUFC	44° 34.28' N	6° 46.35' E	20	281,70	150,13	57,15	0,3	1	N	10,6	8,3
Lac des Neuf Couleurs	NEUFC	44° 34.28' N	6° 46.35' E	12	16,20	208,70	108,4	0,6	2	D	11,4	10,2
Lausette	LAUSE	44° 51.35' N	6° 39.91' E	17	55,84	172,3	262,5	0,3	1	N	8,8	5,7
Laval	LAVAL	44° 56.10' N	6° 52.64' E	22	175,75	84,0	354,15	0,4	1	N	11,7	7,5
Maison du Roy nord	MROYD	44° 41.54' N	6° 43.78' E	10	32,18	204,72	301,2	0,8	1	D	9,4	9,7
Maison du Roy sud	MROYG	44° 41.13' N	6° 44.23' E	17	69,9	280,79	160,6	0,7	1	Dp	10,5	9,9
Oréac centre	ORECE	44° 48.10' N	6° 30.25' E	17	200,2	310,83	111,7	0,8	2	D	8,5	7,3
Oréac centre - a	ORCEA	44° 48.10' N	6° 30.28' E	23	195,77	3,15	93,4	0,3	1	N	12,0	9,2
Oréac centre - b	ORCEB	44° 48.10' N	6° 30.26' E	16	199,75	2,14	93,4	0,1	1	N	11,4	8,5
Oréac est	OREES	44° 47.78' N	6° 30.67' E	10	15,77	178,13	269,4	0,2	1	N	12,6	9,1
Oréac est	OREES	44° 47.78' N	6° 30.67' E	10	203,5	96,73	295,16	0,2	2	D	17,8	9,8
Oréac ouest	OREOU	44° 47.80' N	6° 30.69' E	26	192,15	18,75	283,1	0,5	2	D	13,5	8,8
Oréac ouest - a	OROUA	44° 47.71' N	6° 31.29' E	31	122,80	343,7	252,6	0,3	1	N	9,5	8,5
Oréac ouest - b	OROUB	44° 47.71' N	6° 31.28' E	32	144,75	0,12	268,8	0,2	1	N	11,2	7,9
Parpaillon	PARPA	44° 29.81' N	6° 40.65' E	13	176,74	337,15	69,5	0,2	1	N	14,0	8,5
Petit Puy	PTPUY	44° 49.95' N	6° 38.74' E	15	298,85	47,1	137,4	0,4	1	N	9,0	7,7
Pic de Beaudouis	BEAUD	44° 49.12' N	6° 41.34' E	18	255,12	39,75	163,8	0,8	1	Dp	15,0	9,3
Pic de Beaudouis	BEAUD	44° 49.12' N	6° 41.34' E	26	142,80	41,2	310,1	0,3	2	N	15,5	8,1
Pic des Houerts	HOUER	44° 35.26' N	6° 46.95' E	16	207,29	62,56	304,18	0,7	1	D	14,8	10,4
Pic du Mélezin ouest	MLZOU	44° 50.53' N	6° 37.91' E	30	91,52	232,32	331,14	0,2	1	N	8,6	6,1
Pic du Mélezin sud	MLZSU	44° 49.96' N	6° 38.18' E	12	97,62	258,28	349,28	0,1	1	N	9,0	7,2
Pic du Panestrel	PSTRL	44° 34.76' N	6° 47.51' E	14	218,71	76,15	343,11	0,2	1	N	8,5	6,3
Pont du Châtelet	PCHAT	44° 32.40' N	6° 47.27' E	29	210,69	64,18	330,11	0,1	1	N	14,3	8,8
Pont du Châtelet	PCHAT	44° 32.40' N	6° 47.27' E	15	187,2	13,69	278,2	0,4	2	D	7,5	7,9
Prorel	PRORE	44° 54.32' N	6° 33.85' E	20	154,70	315,19	47,6	0,2	1	N	9,0	6,6
Roche Motte est	RMOES	44° 50.08' N	6° 36.73' E	19	252,72	102,16	10,8	0,2	1	N	7,7	7,4
Roche Motte ouest	RMOOU	44° 50.40' N	6° 37.05' E	26	245,75	93,14	1,6	0,3	1	N	8,7	9,9
Rocher Baron	ROBAR	44° 48.48' N	6° 34.19' E	20	15,86	159,3	249,2	0,4	1	N	10,0	8,5
Rocher Blanc est	RBLES	44° 54.50' N	6° 33.26' E	45	101,72	247,15	340,9	0,5	1	N	9,3	6,4
Rocher Blanc ouest	RBLOU	44° 54.50' N	6° 32.54' E	22	312,71	50,3	141,18	0,4	1	N	9,7	6,7
Turge de la Suffie	TURGE	44° 49.73' N	6° 46.84' E	25	181,76	82,2	351,14	0,5	1	N	8,8	6,3
Val d'Escreins - Pégier	ESCPE	44° 38.36' N	6° 40.62' E	25	16,10	118,60	277,27	0,2	1	D	7,6	5,3
Val d'Escreins - Rima	ESCRI	44° 38.57' N	6° 41.39' E	34	205,38	10,52	110,7	0,9	1	D	6,0	6,5
Val d'Escreins nord	ESCNO	44° 38.10' N	6° 42.02' E	30	19,1	276,83	108,7	0,4	1	D	9,0	7,9
Val d'Escreins sud	ESCSU	44° 37.77' N	6° 42.98' E	29	15,2	111,73	284,17	0,4	1	D	7,3	5,5
Vallée de Freissinières	FREIS	44° 45.65' N	6° 32.14' E	15	213,83	329,3	59,7	0,3	1	N	15,8	9,4
Vallée du Fournel	FOURN	44° 47.77' N	6° 32.66' E	25	290,80	33,0	113,10	0,4	1	N	11,7	7,8
Vallon de Baraigne	BARAI	44° 33.31' N	6° 49.58' E	15	256,83	33,5	123,5	0,4	1	N	14,4	7,8
Vallon de Baraigne	BARAI	44° 33.31' N	6° 49.58' E	21	21,33	188,57	287,6	0,7	2	D	15,7	9,1
Vallon de Mary	VMARY	44° 34.21' N	6° 51.75' E	17	50,73	206,16	298,7	0,4	1	N	10,5	7,7
Vallon des Houerts	VHOUE	44° 34.73' N	6° 49.45' E	17	24,40	203,50	293,1	0,8	1	D	9,8	5,6
Vallon Laugier	VLAUG	44° 35.67' N	6° 45.05' E	6	325,79	89,6	180,9	0,4	1	N	10,3	6,2

Tableau 2.1 – Paramètres de l'ensemble des tenseurs calculés (méthode INVD, Angelier 1990).

1.2 Cartes synthétiques

1.2.1 Présentation et conventions

Ce paragraphe est centré sur une série de cartes synthétiques donnant une vision régionale du (des) champ(s) de contraintes tardi-alpin(s).

J'ai séparé les jeux normaux et décrochants dans un souci de lisibilité des différentes cartes. Dans une douzaine des soixante sites de mesures, nous avons déterminé des chronologies locales montrant que le jeu décrochant (compression nord-sud et extension est-ouest) est postérieur au jeu normal.

Nous observons généralement un axe subvertical et deux axes subhorizontaux. Seuls les axes subhorizontaux sont projetés sur ces cartes. Des conventions de couleurs ont été utilisées pour les figures 2.32 et 2.33 : axes σ_1 , σ_2 , σ_3 , respectivement tracés en rouge, violet et bleu. La valeur du rapport Φ de chaque tenseur est précisée au centre des axes projetés.

La figure 2.34 permet de comparer entre elles les distributions de chaque type d'axes de contraintes pour les jeux normaux et décrochant.

1.1.2 Jeux normaux

Les tenseurs associés aux jeux normaux sont reportés sur la carte de la figure 2.32. Cette carte montre un champ de contrainte extensif relativement confus au premier abord. La direction σ_3 d'extension (moindre compression) varie d'ouest en est assez brutalement. Une série de tenseurs montre un axe σ_3 est-ouest près du front pennique crustal (sites de la Tête d'Oréac, de la Barre du Treuil, de Freyssinière, du lac des Neuf Couleurs, de Rocher Baron, du Fournel, de la Croix de la Salcette, du Prorel). Plus à l'est en zone briançonnaise ainsi qu'en zone piémontaise, les directions des axes σ_3 sont principalement longitudinales à l'arc alpin, avec des orientations N-S à NW-SE. Seuls quelques tenseurs présentent des directions E-W à NE-SW dans ces régions plus internes.

Nous obtenons deux types de tenseurs extensifs, avec une zonation régionale grossière : extension E-W près du front pennique crustal et extension NW-SE dans les secteurs plus internes. Les nombreux tenseurs montrant une direction d'extension longitudinale à l'arc soulignent l'importance de la fracturation normale transverse, qui ne ressortait pas de la seule analyse géométrique du réseau de failles tardi-alpines. Lors de l'analyse géométrique de ce réseau, la famille de failles longitudinales semblait prépondérante et délimitait fréquemment des lanières longitudinales découpées par les failles transverses moins développées que les accidents longitudinaux (cf. chapitre II.1).

Les rapports Φ relativement faibles pour l'ensemble des tenseurs extensifs calculés peuvent expliquer les variations de direction régionales des contraintes σ_3 . Des valeurs faibles de ce rapport indiquent que les contraintes σ_3 et σ_2 sont assez proches en magnitudes, ce qui facilite des permutations entre les axes σ_3 et σ_2 . De telles permutations expliquent les variations d'ouest en est des directions de contraintes que nous observons. Les directions des axes σ_2 (resp. σ_3) en zone briançonnaise interne et en zone piémontaise sont effectivement proches des directions des axes σ_3 (resp. σ_2) près du front pennique crustal (se reporter au §3.3 ci-dessous).

Nous proposons qu'il y ait eu permutation entre ces axes de contraintes à la faveur soit :

- ☞ ☹ d'une instabilité dans le champ de contraintes *au cours du temps*, ce qui suppose une propagation de la fracturation qui affecterait deux régions *distinctes* (Est et Ouest de la zone briançonnaise) au cours de deux « sous-épisodes » tectoniques extensifs (rotation des contraintes au cours du temps) ;
- ☞ ☺ plus probablement, d'une variation *latérale* du champ de contraintes au cours du *même* épisode tectonique extensif. Les variations latérales des directions de contraintes seraient dans cette hypothèse vraisemblablement dues au front pennique crustal, discontinuité majeure dans l'arc alpin occidental, susceptible d'influer sur le champ de contraintes (rotation des contraintes dans l'espace). Rien ne permet cependant d'exclure totalement la première hypothèse.

1.1.3 Jeux décrochants

La carte des tenseurs décrochants est présentée figure 2.33. La carte principale présente les tenseurs associés aux derniers jeux décrochants.

L'encart en bas à gauche (localisé par le cadre sur la figure principale) présente quatre tenseurs décrochants, antérieurs à la fracturation normale (état de contraintes D_p du tableau 2.1), qui sont compatibles avec les fentes de tension analysées dans le chapitre précédent (§1.4.3). Cet épisode décrochant reste peu développé, avec une faible quantité de données et une petite étendue géographique. Néanmoins, ces quatre tenseurs confirment l'existence d'un régime décrochant antérieur à la fracturation normale et *a fortiori* à la fracturation décrochante la plus tardive. Ce régime décrochant est associé à des mouvements sénestres sur la direction longitudinale et dextres sur la direction transverse.

Une première remarque d'ordre général sur les tenseurs du dernier épisode décrochant (carte principale) concerne les rapports Φ qui sont plus élevés que pour le jeu normal (voir §3.3). Corrélativement, il n'y a pas de permutation entre les axes σ_3 et σ_1 .

Le champ de contraintes décrochant est *homogène* dans toute la zone avec des directions NNE-SSW à NE-SW pour l'axe σ_1 et WNW-ESE à NW-SE pour l'axe σ_3 que l'on retrouve depuis le site de Ruburent, près de Bersezio au sud jusque dans la région de Briançon (Tête d'Oréac) au nord. La signification des tenseurs des sites du Janus et de la Croix de la Salcette, plus obliques (axes σ_1 N-S) est difficile à discuter, étant donné le peu de tenseurs décrochants dans le nord de la zone étudiée.

Ce champ de contrainte est lié aux décrochements conjugués dextres le long des failles longitudinales et sénestres le long des failles transverses. Ces décrochements apparaissent particulièrement importants dans la partie ouest de la zone briançonnaise, le long de la faille de la Durance et plus au sud jusqu'à la faille de Bersezio, en passant par le couloir décrochant du Val d'Escrein et la faille de Serenne.

Ce système de failles interconnectées qui suit la forme arquée de la chaîne alpine a donc fonctionné comme un décrochement dextre majeur à l'échelle de la partie sud-occidentale de l'arc alpin, immédiatement à l'est du front pennique crustal, *en réponse à un champ de contraintes remarquablement homogène*.

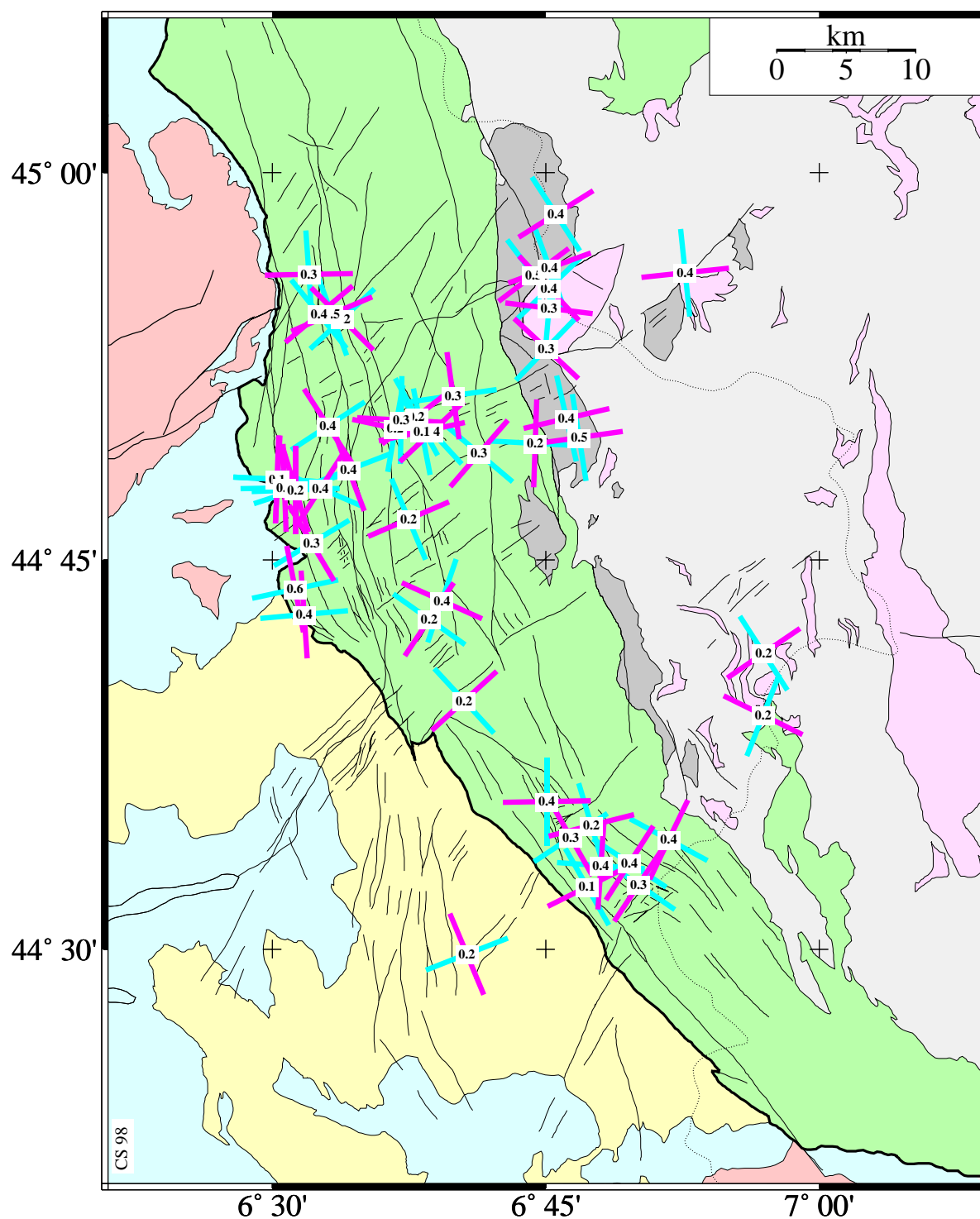


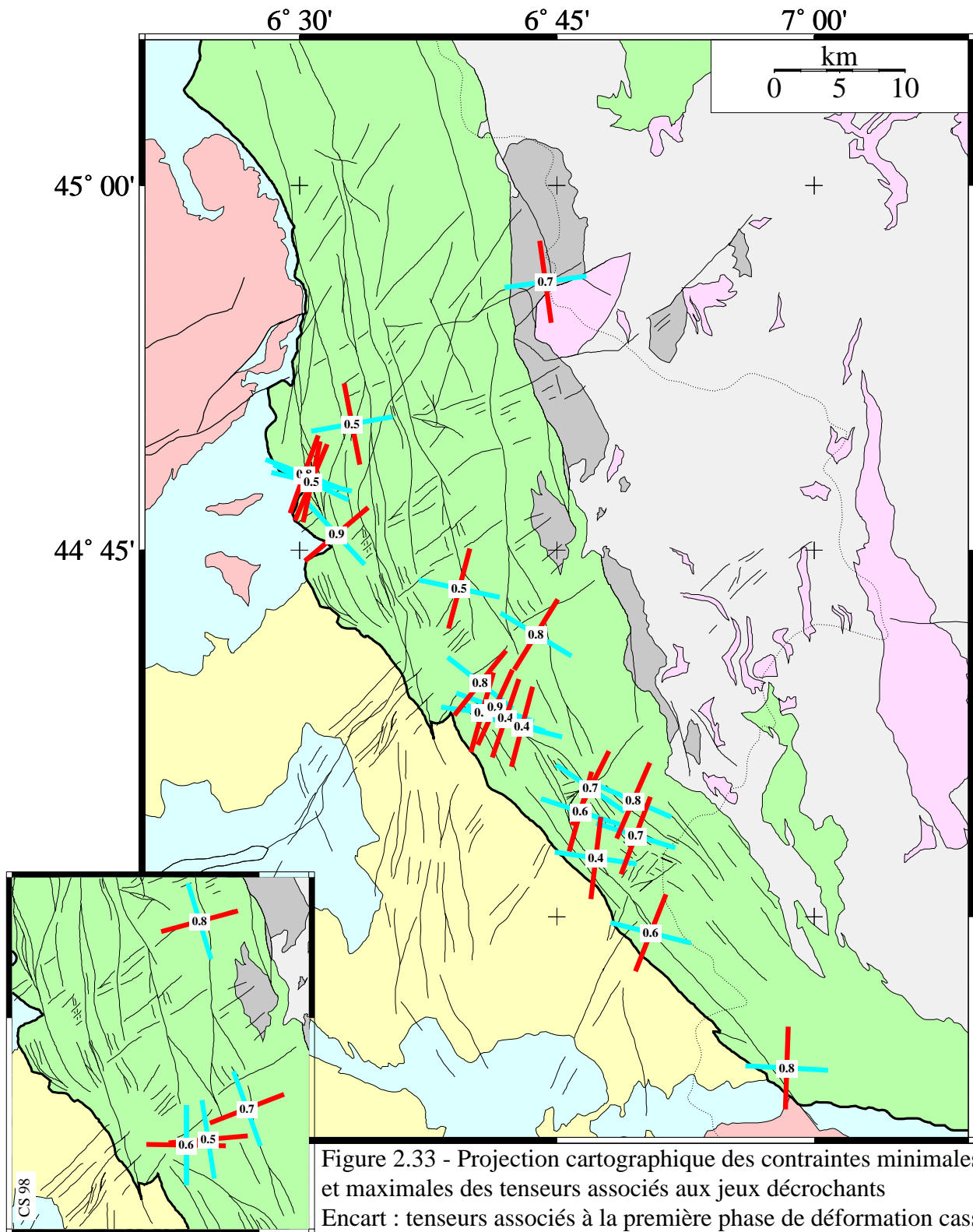
Figure 2.32 - Projection cartographique des contraintes minimales et intermédiaires des tenseurs associés au jeu normal.

σ_3 (contrainte minimale) en bleu

σ_2 (contrainte intermédiaire) en violet.

Le rapport de forme de l'ellipsoïde (PHI) est précisé au centre de chaque tenseur.

Les différentes unités structurales renvoient à la figure 2.3.



σ_3 (contrainte minimale) en bleu

σ_1 (contrainte maximale) en rouge.

Le rapport de forme de l'ellipsoïde (PHI) est précisé au centre de chaque tenseur.

Les différentes unités structurales renvoient à la figure 2.3.

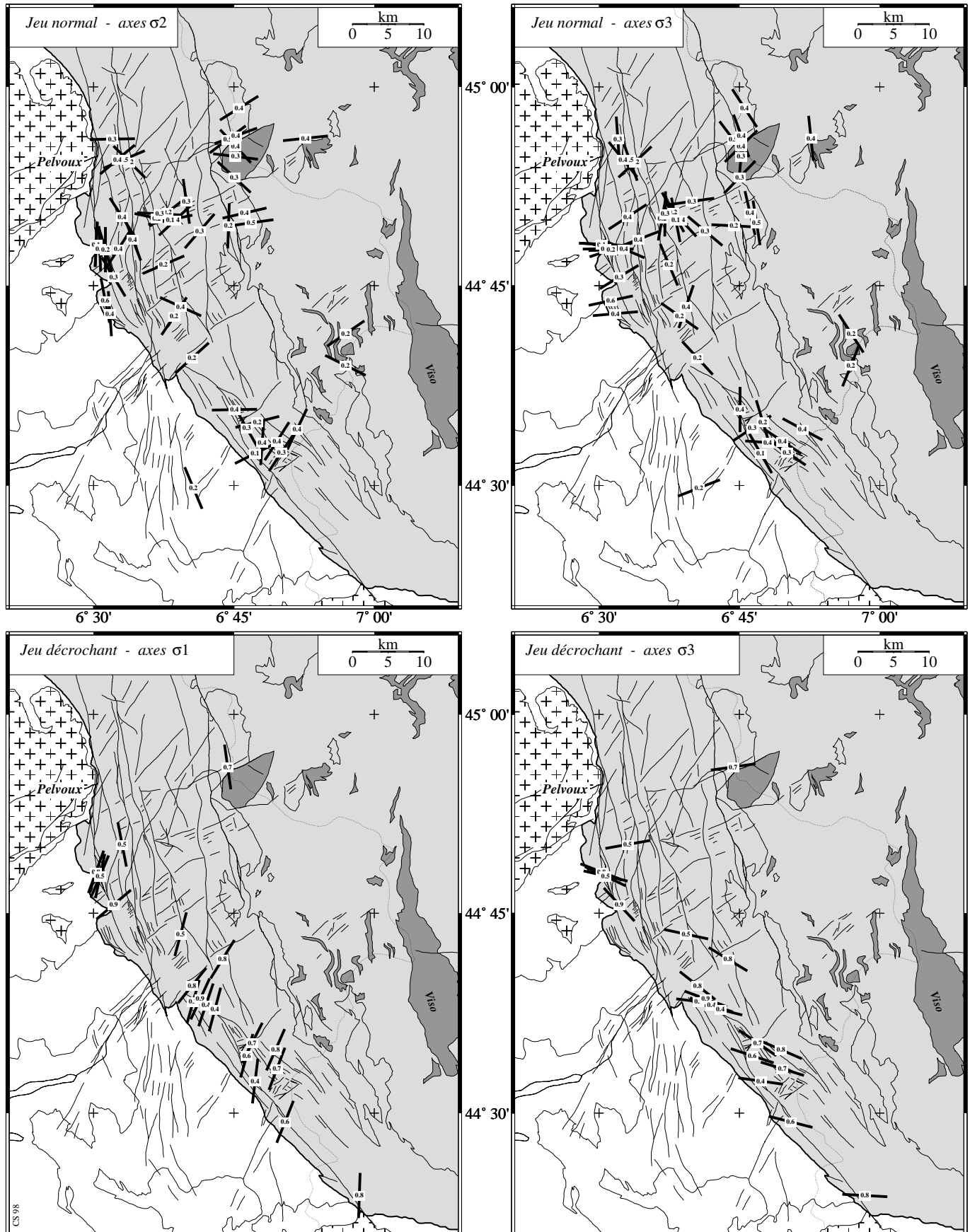


Figure 2.34 - projection cartographique des axes de contraintes principaux associés aux jeux normaux et décrochants tardi-alpins dans la zone cible.
La comparaison entre ces différents champs de contraintes est discutée dans le texte.

1.1.4 Un régime tectonique global ?

La figure 2.34 présente quatre cartes des trajectoires de contraintes correspondants aux projections sur l'horizontale des axes subhorizontaux pour chacun des régimes tectoniques détaillés ci-dessus (σ_2 et σ_3 pour le jeu normal ; σ_1 et σ_3 pour le jeu décrochant).

Cette figure synthétique illustre les correspondances nettes que l'on observe entre :

- ☞ les trajectoires de la contrainte σ_3 des jeux normaux et décrochants ;
- ☞ les trajectoires des contraintes σ_2 et σ_1 des jeux normaux et décrochants.

Les axes σ_3 conservent la même orientation entre ces deux régimes. Une simple permutation des axes σ_2 et σ_1 permet de passer du régime normal au régime décrochant. Cette observation suggère que les champs de contraintes normaux et décrochants résultent du *même régime tectonique, instable*, oscillant entre un état en extension et un état en décrochement.

Les données microtectoniques permettent d'interpréter nos observations avec une seule « demi-oscillation » (un seul passage extensif → décrochant). Par contre, par anticipation sur la partie III, nous verrons que le régime sismotectonique de la zone cible est principalement extensif, avec une petite part de décrochements.

Le fait de moyenner des déformations tectoniques sur de longues périodes (de l'ordre du million d'années) ne permet pas de donner une chronologie claire, puisque l'on intègre ces déformations et que l'on ne remonte qu'à des tenseurs « moyens » sur ces laps de temps. Les sites polyphasés montrent généralement les décrochements postérieurs aux jeux normaux. Néanmoins, étant donné les similitudes entre les deux champs de contraintes, il est vraisemblable qu'ils ne soient l'expression en fait que *d'un seul et même régime tectonique*.

Nous pouvons donc proposer que le régime tectonique tardi-alpin soit globalement transtensif et qu'il oscille au cours du temps entre un état extensif et un état décrochant.

1.3 Caractéristiques statistiques de la population de tenseurs

Nous allons voir que l'analyse statistique simple des directions des axes que nous venons de décrire confirme les observations qualitatives du paragraphe précédent. Les axes principaux de chaque tenseur des contraintes sont reportés sur les stéréogrammes (Schmidt, hémisphère inférieur) de la figure 2.35, avec un stéréogramme par type d'axe (σ_1 , σ_2 , σ_3) pour les jeux normaux et décrochants. Pour chaque σ_i , le meilleur axe est représenté par des symboles de plus grande taille, et son orientation est donnée sous le stéréogramme correspondant avec l'angle d'ouverture de son cône de confiance à 95% (pointillés). Ces calculs ont été réalisés avec le logiciel *STEM* développé par A. Pêcher (version améliorée de « macschmidt » ; Pêcher, 1989).

Pour le jeu normal, dont la distribution des axes σ_2 et σ_3 est bipolaire, deux meilleurs axes sont précisés, ce qui correspond aux deux types de tenseurs tracés sur la carte de la figure 2.32. Ces calculs montrent qu'une permutation de ces deux axes permet effectivement de passer d'un type de tenseur à l'autre, comme nous le proposons dans le paragraphe précédent.

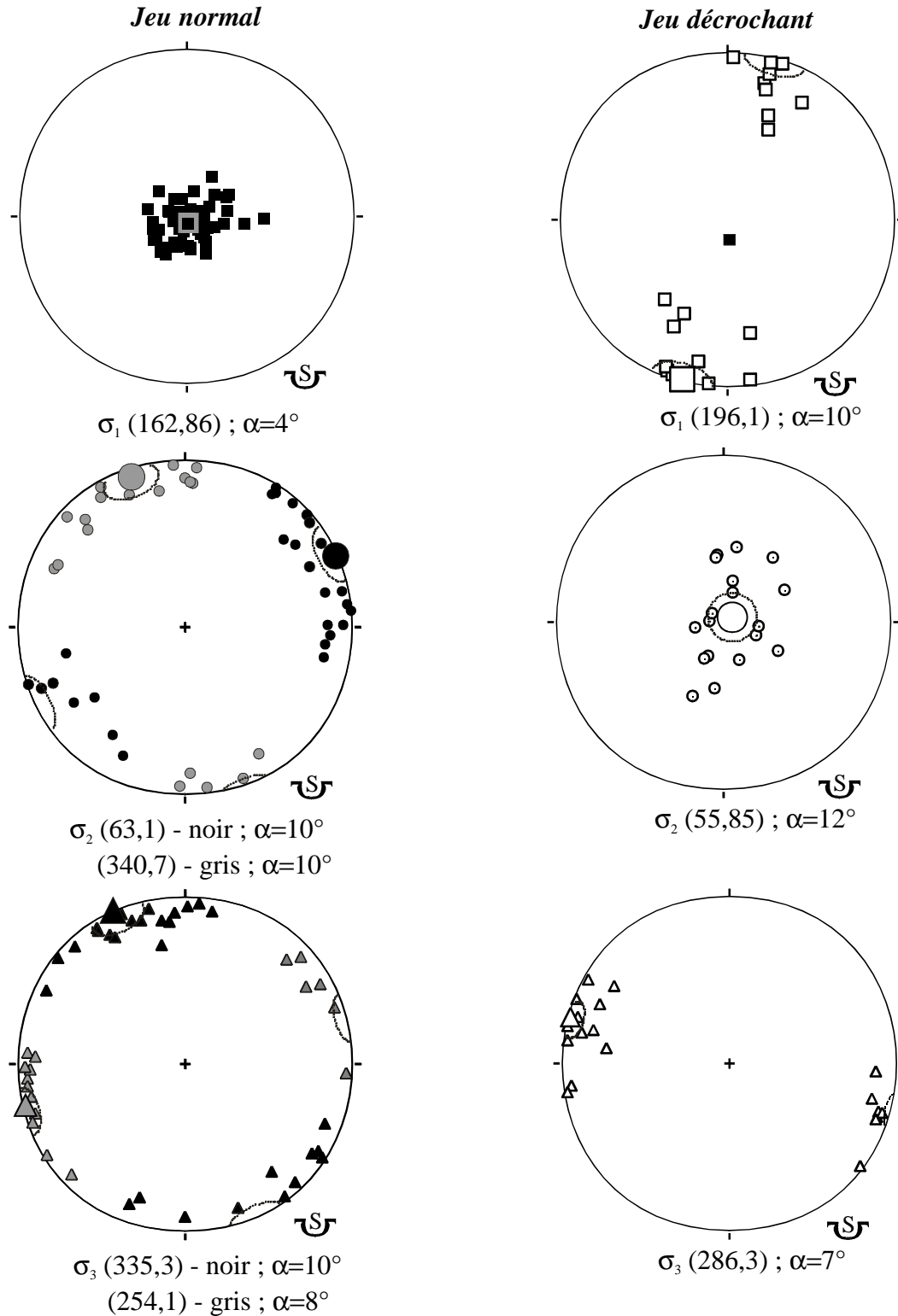


Figure 2.35 - Orientations des axes σ_1 , σ_2 , σ_3 pour les jeux normaux et décrochants (sans les quatre décrochements précoces). Les meilleurs axes correspondants sont représentés par les symboles de plus grande taille et leurs orientations sont précisées sous les stéréogrammes. Les cônes de confiances à 95% de ces meilleurs axes sont tracés en pointillés sur les stéréogrammes ; l'angle d'ouverture α est aussi donné. Pour le jeu normal, deux tenseurs ont été déterminés (noir et gris ; répartition bimodale) montrant une permutation des axes σ_2 et σ_3 (vraisemblablement en relation avec les faibles rapports Φ). De même, le passage du jeu normal avec extension WSW-ENE au jeu décrochant se fait par permutation des axes σ_2 et σ_1 . Le régime tectonique tardi-alpin transtensif résulterait d'instabilités dans le champ de contraintes, responsables d'"oscillations" entre extension et décrochement.

Les paramètres des meilleurs axes calculés sont reportés dans le tableau 2.2 ci-dessous

	Jeu normal (47 tenseurs)		Jeu décrochant (20 tenseurs)
σ_1	162,86		196,1
σ_2	63,1	340,7	55,85
σ_3	335,3	254,1	286,3

Tableau 2.2 - Paramètres (azimut de 0° à 360° , plongement de 0° à 90°) des meilleurs axes calculés pour chaque type d'axe. Se reporter à la figure 2.35 pour leurs reports respectifs.

La permutation des axes σ_2 et σ_3 entre les deux types de tenseurs du jeu normal est favorisée par les faibles rapports Φ associés. Les histogrammes de la figure 2.36 ci-dessous montrent que la répartition des rapports Φ de l'ensemble de la base de données est *bimodale* : les deux pics des jeux normaux et décrochants sont nettement séparés (moyennes de 0.35 pour le jeu normal et de 0.56 pour le jeu décrochant).

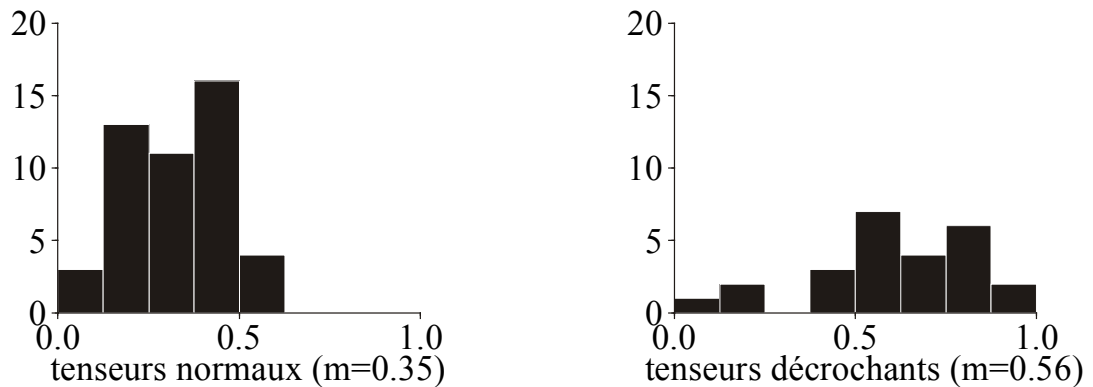


Figure 2.36 - Histogrammes des rapports Φ (rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes) pour les jeux normaux et décrochants.

Outre cette permutation (σ_3 - σ_2) *interne au jeu normal*, nous avons déduit de l'analyse des cartes des champs de contraintes (§3.2.4) que le passage du jeu normal au jeu décrochant s'effectuait par permutation des axes σ_2 et σ_1 .

Les meilleurs axes σ_3 calculés pour les jeux normaux (axe est-ouest) et décrochants sont à une trentaine de degrés l'un de l'autre. L'analyse des cartes semblait indiquer une meilleure correspondance entre ces axes. Nous avons vu que les axes σ_3 du jeu normal sont répartis de façon bimodale. Il est vraisemblable que les calculs de meilleurs axes soient dans ce cas perturbés par quelques mesures assez éloignées des deux types de tenseurs normaux. Cela peut expliquer cet angle relativement important.

Malgré tout, les axes σ_3 des jeux normaux et décrochants sont assez proches, confirmant l'hypothèse d'un seul et unique régime tectonique tardi-alpin, vraisemblablement instable et évoluant entre un état extensif et un état décrochant.

Le stéréogramme de la figure 2.37 résume ces considérations en remplaçant chacun des meilleurs axes calculés (tableau 2.2) les uns par rapport aux autres.

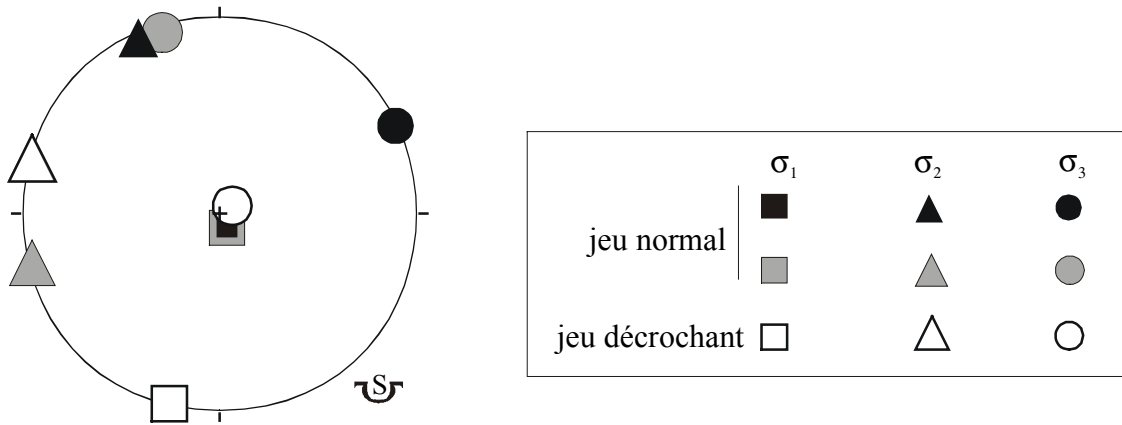


Figure 2.37 – Stéréogramme synthétique des meilleurs axes σ_1 , σ_2 et σ_3 pour les jeux normaux et décrochants (cf. figure 2.35). Deux résultats majeurs sont illustrés sur cette figure :

- ☞ les deux tenseurs distingués pour le jeu normal (en noir et gris) correspondent clairement à une permutation des axes σ_2 et σ_3 ;
- ☞ Une permutation des axes σ_2 et σ_1 permet de passer du jeu décrochant (tenseur blanc) au second jeu normal (tenseur gris).

4. Conclusions sur l'analyse microstructurale

Nous avons vu dans ce chapitre que l'analyse microstructurale de la fracturation tardi-alpine permettait de *préciser* et de *quantifier* le régime tectonique exposé *qualitativement* dans le chapitre II.1.

L'inversion des données microtectoniques a fourni des images très cohérentes de deux étapes de l'évolution du champ de contraintes tardif dans les Alpes sud-occidentales. Nous avons retrouvé et précisé ce que l'analyse morphotectonique associée aux observations de terrain nous avait permis de conclure : cette région a subi une fracturation tardive globalement extensive, avec une part assez importante de la déformation en décrochement. Les deux types de tenseurs calculés mettent en évidence un champ extensif complexe (deux types de tenseurs extensifs : extension E-W et NNW-SSE) étroitement lié à un champ décrochant (compression NNW-SSW et extension WNW-ESE). Il s'avère que les variations internes au champ en extension (permutation σ_2 – σ_3) sont probablement dues à des perturbations du champ de contraintes régional aux abords du front pennique crustal. Une modélisation numérique de ce type de perturbation pourrait être envisagée par la suite.

En ce qui concerne le passage du champ de contraintes extensif au champ de contraintes décrochant, il apparaît qu'une simple permutation des axes σ_1 et σ_2 permet de passer de l'un à l'autre (à 30° près). En conséquence, nous proposons que ces deux états de contraintes (extensif et décrochant) correspondent à deux états de contraintes limites de l'évolution du régime tectonique tardi-alpin.

Nous avons caractérisé précisément en terme de contraintes le régime tectonique tardi-alpin globalement transtensif, en obtenant des cartes du champ de contraintes dans une région relativement vaste comprise entre les massifs du Pelvoux, de l'Argentera et du Viso. L'extension tardi-alpine visible à toutes les échelles dans le paysage et à l'affleurement affecte l'ensemble de cette région. De direction globalement E-W près du front pennique crustal, elle est probablement contrôlée par cette discontinuité majeure dans l'ouest du Briançonnais, dont nous proposons le jeu en faille normale de détachement dans le chapitre suivant (Sue et Tricart, 1998a). Par contre, les direction d'extension longitudinales à la chaîne dans les zones plus internes peuvent correspondre à un « écoulement » de ces unités vers le sud-est dont nous discuterons la signification dans la partie V.

Chapitre II.3 – Synthèse et interprétations sur la déformation cassante tardi-alpine

Ce chapitre est consacré aux implications des résultats présentés dans les chapitres précédents en terme de tectonique alpine.

*Dans un premier paragraphe, le rôle du front pennique dans l'extension tardi-alpine est souligné sous la forme d'un article soumis aux *Eclogae Geologicae Helvetiae*.*

*Ce travail microtectonique et tectonique concerne un site exemplaire (Tête d'Oréac), assez réduit (quelques kilomètres), mais particulièrement **démonstratif**. Les observations effectuées sur ce site sont confirmées par des données collectées plus au sud dans un site dont la position structurale est équivalente (Barre des Treuil).*

Nous montrons dans cet article que l'extension cassante accommodée par les failles longitudinales de type « faille de la Durance » s'exprime très intensément immédiatement en arrière du front pennique, dans les nappes briançonnaises frontales qui sont affectées par des taux d'extension élevés. Nos observations de terrain montrent que la zone externe au sud et à l'est du massif du Pelvoux n'est pas affectée par la fracturation normale. Nous en déduisons que les failles normales se branchent dans la discontinuité entre zone externe et zones internes (front pennique crustal).

*Par analogie, il est vraisemblable que la faille de la Durance se branche elle aussi sur ce front. Ce dernier pourrait alors être considéré comme une surface jouant **en extension** tardivement dans l'histoire alpine.*

Le second paragraphe replace le régime tectonique tardi-alpin extensif et décrochant (globalement transtensif, cf. chapitre II.2) qui caractérise la zone cible dans l'histoire tectonique alpine. Ce régime de déformation cassante fonctionne postérieurement au Miocène (même s'il reste à le dater précisément). Il faut le restituer dans le contexte tectonique alpin dominé tout au long du Tertiaire par le développement de structures compressives. Dans ce paragraphe, les relations entre le régime tectonique tardif de la zone briançonnaise et le régime tectonique « récent » du reste de l'arc alpin occidental sont détaillées : la région affectée par une tectonique transtensive n'est pas limitée à la zone ciblée dans ce travail.

Le lecteur est invité à se reporter à la cinquième partie de ce mémoire pour ce qui concerne les interprétations plus générales ainsi que la discussion sur les modèles géodynamiques.

1. Le front pennique crustal : un rejeu tardif en extension ?

Article accepté sous réserve de modifications mineures aux
Eclogae Geologicae Helvetiae

Late brittle extension in the Briançonnais nappes above the Frontal Pennine Thrust, SE of the Pelvoux massif (Western Alps): structural field data and paleostress inversion

Christian Sue & Pierre Tricart

Late brittle extension in the Briançonnais nappes above the Frontal Pennine Thrust, SE of the Pelvoux massif (Western Alps): structural field data and paleostress inversion

Sue Christian^{1,2} & Tricart Pierre²

¹ Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (UMR CNRS 5559), Observatoire de Grenoble, BP 53, 38041 Grenoble France; e-mail: Christian.Sue@lgit.obs.ujf-grenoble.fr

² Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UPRES-A 5025), Institut Dolomieu, Rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble France; phone: 33 04 76 63 59 02; FAX: 33 04 76 87 82 43; e-mail: Pierre.Tricart@ujf-grenoble.fr

Key words: Western Alps, Briançonnais zone, Frontal Pennine Thrust, inverted thrust, late orogenic extension, extensional tilted blocks, brittle deformation

Mots clés: Alpes occidentales, zone Briançonnaise, Chevauchement Pennique Frontal, chevauchement inversé, extension tardi-orogénique, bloc basculé, déformation cassante

ABSTRACT

To the SE of the Pelvoux massif, the internal HP-LT metamorphic nappe pile emplaced during the Eocene was subsequently thrust onto the external zone during the Oligocene. It resulted in the shearing of the Subbriançonnais domain, reduced to some tectonic lenses along the Frontal Pennine Thrust. We propose that this major thrust zone was subsequently inverted, controlling the collapse of the Briançonnais zone and the adjacent Piémont zone with respect to the external zone. Correlatively, the collapsed zones underwent important normal and strike-slip faulting. A major associated structure is the High Durance faulted zone, inferred to branch onto the inverted Frontal Pennine Thrust at depth. Brittle extension is particularly well developed between this faulted zone and the Frontal Pennine Thrust. On the other hand, strike-slip reactivation of normal faults is more important to the east of the faulted zone. This "late" brittle deformation everywhere postdates schistosity associated with Alpine folding and thrusting. Its onset cannot be dated but the corresponding tectonic regime seems to be still active. To discuss its Alpine significance new geophysical data are needed.

RESUME

Au SE du Pelvoux, la pile des nappes internes métamorphiques HP-BT éocènes chevauche depuis l'Oligocène la zone externe suivant le Chevauchement Pennique Frontal, que jalonnent des écaillés subbriançonnaises. Nous proposons que ce chevauchement majeur ait joué tardivement en extension, contrôlant l'effondrement de la zone briançonnaise et de la zone piémontaise contiguë relativement à la zone externe. Corrélativement les zones effondrées ont elles-même été sujettes à une importante fracturation distensive et coulissante à laquelle participe le couloir de failles de haute Durance, supposé se brancher en profondeur sur le Chevauchement Pennique Frontal. L'extension est particulièrement développée entre ce couloir de failles et le Chevauchement Pennique Frontal tandis que les rejeux coulissants se développent plus à l'Est. Cette déformation cassante "tardive" qui se superpose à toutes les structures alpines synschisteuses n'est pas datée mais resterait active actuellement. Sa signification alpine reste discutée en l'absence de donnée géophysiques suffisantes.

1. Introduction

The Western Alpine units essentially derive from the Tethyan ocean and from its European passive margin (Lemoine *et al.* 1986). These domains, differentiated during the Jurassic, were shortened during the Europe-Africa collision from the Late Cretaceous onwards (*e.g.* de Graciansky *et al.* 1989). We deal with the median part of the arc where models for the inversion of Tethyan extensional structures during Eocene-Oligocene Alpine compressions have been proposed (Tricart & Lemoine 1986). There, between Pelvoux and Viso massifs, recent tectonic analyses have investigated late Alpine brittle extension within the HP-LT metamorphic internal nappes, in the Briançonnais (Virlouvet *et al.* 1996) and Queyras (Lazarre *et al.* 1994) areas (fig. 1). We focus here onto the front of these nappes (Frontal Pennine Thrust), at the SE corner of the Pelvoux massif (fig. 2). We present new structural field data constraining its tectonic behavior during late Alpine regional scale extension.

2. The Frontal Pennine Thrust (FPT), SE of the Pelvoux massif

All around the Alpine arc, the main boundary between external and internal zones corresponds to the FPT. At the SE corner of the Pelvoux massif, Alpine structures trend N-S and the surface of this west-directed thrust dips eastward (fig. 2); its hangingwall consists mainly in Briançonnais sedimentary cover thrust sheets, bearing HP-LT metamorphic imprint; the footwall consists in Dauphiné sedimentary cover units which were partly detached and deformed in low grade to very low grade metamorphic conditions ("Ultra-Dauphiné zone" of Debelmas 1974). This cover is essentially represented by the Nummulitic Champsaur Sandstones, that extend northward the better known Annot Sandstones (Debelmas 1980; Waibel 1990). The Subbriançonnais zone is reduced to some tectonic slices, a few tens or hundred metres thick (Debelmas 1955) between the FPT and what may be called the Frontal Briançonnais Thrust (FBT). Both thrust surfaces correspond to the emergence of a single deep seated ramp (Tricart 1986) extending the Pennine Front thrust zone, as interpreted along the Ecors-Crop seismic profile, 100km to the north (Bayer *et al.* 1989; Sénéchal & Thouvenot 1991; Mugnier *et al.* 1993).

To understand the structural relationships between external and internal zones, and the significance of the FPT to the SE of the Pelvoux massif we must consider the following steps in the regional history.

(1) In Mesozoic times, during Tethyan extension, the Subbriançonnais represented a first order faulted zone (Kerckhove 1969) between Dauphiné and Briançonnais very independent domains (Lemoine *et al.* 1986, Stampfli 1993).

(2) In the Late Eocene, the Briançonnais nappes were thrust toward the NW in HP-LT metamorphic conditions (Lawsonite bearing green-schist to blue-schist facies). The orogenic front reached the Subbriançonnais domain (Tricart 1984).

(3) Close to the west in the Champsaur foredeep, the flysch sedimentation ended in early Oligocene times, with the arrival of the first internal nappes that essentially consist of non-metamorphic Helminthoid flysch (Kerckhove 1969). These nappes were deviated toward the SW by an early Pelvoux massif whose uplift was a consequence of the Pyrenean-Provençal N-S compression. They only extend to the south of the area analysed here (Kerckhove 1969; Tricart 1981; Merle & Brun 1984).

(4) These shallow, gravity driven nappes preceded themselves the major thrusting of the already metamorphosed and shortened Briançonnais zone onto the Champsaur foreland, by mid Oligocene times (Tricart 1984). It is the origin of the FPT, to the north of the Biaysse valley, in the area analysed in this paper (SE corner of the Pelvoux massif, Fournel section).

(5) The whole structure underwent a late east directed shear, giving birth to synschistosity back-folds and back-thrusts (Tricart 1975) that developed southward, away from the Pelvoux massif (Tricart 1986). In particular, this last Alpine major contraction, possibly Miocene in age (Tricart

1984) is responsible for the eastward bending of the FBT close to Guillestre (vertical slices at Réotier and Plan-de-Phasy: location fig. 2).

(6) In the whole Briançonnais zone, all compressional ductile structures are overprinted by "late Alpine" joints and multiscale faults. They bear witness to a complex extensional and transcurrent brittle deformation that remains undated (Virlouvet *et al.* 1996).

Summing up and concerning the SE corner of the Pelvoux massif, the role played by the narrow Subbriançonnais domain during Tethyan extension then the role played by the very pinched Subbriançonnais zone between the FPT and the FBT, during the Alpine polystage contraction suggest it corresponds to a first order discontinuity in the European crust and lithosphere. Its behavior during the late-Alpine faulting, as described below, brings additional arguments.

3. The geologic section along the Fournel valley

The Fournel and the Biaysse torrents are western tributaries of the Durance river (location: see fig. 7). The corresponding E-W glacial valleys are up to 1,5km deep and more than 20km long and crosscut the FPT. Good exposures allow to analyse the structural relationships between external and internal Alpine zones and their evolution through time, including during the late alpine stage, never dealt with previously. It will be focused onto the northern flank of the Fournel valley that provides a classical section already described by Lory (1864), Termier (1903), Gignoux & Moret (1938) and Goguel (1942) according to Debelmas (1955, p.128). This section is analysed below from a tectonic point of view.

3.1 The main tectonic units

From bottom to top and from west to east the structural pile cut by the Fournel valley comprises the following units.

(1) Paleozoic migmatitic gneisses outcrop at La Salce; they represent the Southern extension of the Pelvoux crystalline basement (Debelmas 1980).

(2) The content of the Late Eocene-Early Oligocene foredeep is represented by the classical trilogy of Moret (in Gignoux 1936; see also Waibel 1990): ten metres of transgressive conglomerates and Nummulitic limestones, a few tens of metres of Globigerina marls indicating a fast deepening of the basin floor and alternating shales, marls and sandstones corresponding to the main infill of the flexural basin (Champsaur Sandstones, at least 600m thick when unfolded). The upper olistostrome develops to the south of the Fournel torrent.

(3) The Subbriançonnais very sheared zone is essentially represented in the section by 50m of Eocene black schists topped by lenses of Triassic evaporites; they are almost everywhere hidden by moraines and meadows and correspond to a recess in the topography (pass immediately west of the Tête d'Oréac). Toward the north (Vallouise: Barfèty & Pêcher 1984; Barfèty *et al.* 1996) and the south (Biaysse), Mesozoic units, in particular Vallouise limestones dated as Dogger allow the identification of a sliced Subbriançonnais series. Similarly, toward the east, in the L'Argentière nappe window, a classical Dogger to Late Cretaceous Subbriançonnais series (Debelmas & Lemoine 1966) outcrops.

(4) The Briançonnais frontal unit, detached within the Carboniferous shales, represents the Roche-Charnière nappe in the nomenclature of Debelmas (1955). It essentially consists of a thick competent sole of Triassic quartzites (Scythian, 80-100m thick) and dolomitic limestones (Anisian-Ladinian: 120m thick) deeply eroded below the classical post-rift Briançonnais sediments: a few metres of Dogger-Malm limestones, a few hundred metres of Late Cretaceous-Paleocene metamorphosed pelagic marls (Planktonic calcschists) then some remnants of Eocene black schists.

(5) A second higher Briançonnais nappe (Champcella nappe of Debelmas 1955, symbol 11 fig.

2), appears to have been detached within the evaporites at the top of the Scythian quartzites.

3.2 *The structures linked to the Oligocene major phase of thrusting*

Below the Subbriançonnais lenses, the "Champsaur Sandstones" flysch is involved in west-vergent kilometric chevron folds. The regional scale W-E evolution in the geometry of folds allows them to be interpreted as drag folds in a top-to-the-W horizontal shear between the overlying FPT and the underlying Pelvoux-type crystalline basement. Major decoupling localises within the Globigerina bearing calcschists that contain a spectacular subhorizontal shear zone. The Nummulite-bearing limestones remain stuck on the crystalline basement that plunges eastward below the pile of internal nappes. The folding in the flysch and the detachment at its base are associated to the development of a slaty cleavage in anchizonal to upper epizonal metamorphic conditions. In Fournel valley, flysch folds axes trend N160E and the transport in the basal shear zone is toward N100W (Tricart 1986). The whole characterises the first regional scale synmetamorphic event in this part of the Dauphiné zone (Tricart 1984).

In the hangingwall of the FPT, the corresponding regional scale westward shear causes the slicing of Subbriançonnais units. Above all, it causes the folding and slicing of the Briançonnais nappes, giving birth to kilometric structures that are the best visible in the Triassic and Jurassic competent carbonate layers (fig. 3). A good example is the fold in frontal and lower position along the Fournel section; it shows in the Roche-Charnière nappe a N160 trending hinge and a high angle truncation of it overturned limb (fig. 4). All these structures are associated to the development of a crenulation cleavage in argillaceous and marly formations, in particular in Cretaceous and Eocene formations, and characterise the second Briançonnais zone tectono-metamorphic event (Tricart 1984).

3.3 *First report of superimposed extensional structures*

In the whole Oréac-Pousterle area, the folded and sliced pile of Briançonnais nappes is cut by a dense network of normal faults oriented N160E to N170E and N50E to N80E (fig. 3). Figures 4 and 5 give examples of compressional structures overprinted by late NNW-SSE faults, that represent the dominant direction. Along each direction, faults, microfaults and joints developed as conjugate shear planes, associated with vertical tension gashes. Originally (before block tilting), shear planes were steep (70°) and planar in the Triassic and Jurassic competent carbonate layers and more gently dipping (40° - 50°) and curved in the Cretaceous and Eocene calcschists and schists. Westward tilting (generally 20° - 30°, up to 35°) along east-dipping normal faults dominates; to the west of La Pousterle Pass, some of these faults, about 100m distant from each other, display pronounced curved (listric) geometry and branch downward into the 10-20m thick evaporites and schists at the top of the Scythian quartzites. In the Briançonnais zone this ductile level often played the role of a detachment level during initial nappe thrusting. Other larger listric faults (Oréac peak: fig. 3) display a geometry that implies they branch at depth into the Subbriançonnais slices.

Throw typically ranges from few metres to tens of metres along the middle scale faults (100m between them), and can exceed 100m along the major faults (spaced of more than 500m). The general style appears distributed deformation through small offset along a great number of faults. For the whole Oréac-Pousterle area, the extension rate (β), corresponding to major and middle scale fault heave, ranges between 1,5 and 2.

A major E-dipping normal fault running through the Pousterle Pass has a throw of 300m, putting into contact the Scythian quartzites and the Senonian-Paleocene calcschists. A spectacular outcrop along the Pousterle pass southern road (fig. 6) shows that these quartzites had been turned into cataclastic white sand, up to 3m thick, below the main fault surface. The fault plane itself consists of a continuous 10-20cm thick layer of gray argillites (fault gouge) overlain by up to 1m thick

boudins (pinch and swell structure) of brecciated Middle Triassic dark-grey dolomite. Associated to these cataclasites of dolomite, sheared centimetric to decimetric masses of red argillites and silts derive from the infill of a recent (but still undated) karst that follows comparable late Alpine normal faults in the Durance valley (Tricart *et al.* 1996). In the Oréac-Pousterle area, several other faults are marked out by 10 to 50 cm thick tectonic breccias. These breccias provide everywhere large and exceptionally polished fault planes, which are directly linked to important motion along these faults. The well-polished fault planes indicate low coefficients of friction, which could be partly related to the low angle character of major faults (Turcotte & Schubert 1982).

This late normal faulting in Oréac-Pousterle area may be easily followed eastward to the Durance valley and its N-S trending fault zone (High Durance faulted zone: Tricart *et al.* 1996; location see fig. 7) that is generated by the same regional scale fracturing event.

In the Fournel section as well as along the adjacent valleys, late normal faulting nowhere affects the Champsaur Sandstones and their substratum; clearly the footwall of the FPT escaped late brittle extension. This key observation implies the FPT and the associated Subbriançonnais sheared zone were reactivated as an extensional detachment to accommodate the extension in the hangingwall. Due to the bad quality of the outcrops in the Subbriançonnais tectonic lenses it is not possible to amount the contribution of the PFT itself and that of the FBT, situated a few tens of metres above, during this tectonic inversion and we prefer to consider the thrust zone as a whole (as it was emplaced during the Oligocene Alpine phase: see above § 2).

4. Brittle deformation analysis

4.1 Microtectonic observations

Along the major faults (hectometric to kilometric), grooves and striae are locally preserved (generally where they were recently uncovered by landslide collapses). In addition, numerous small scale conjugate normal fault surfaces (with a characteristic length of some centimetres to some metres) display striae and fibres. They limit collapsed wedges, with various dihedral angles (from 30° to 70°), depending on the varied lithologies (large angles in Cretaceous calcschist and small ones in competent Middle Triassic dolomite). These small structures developed before and during activity on the major east-dipping faults and often underwent a 10° to 30° westward tilting in the intervening blocks. Even without interpretable bed offset, sense of movement is almost everywhere detectable thanks to small scale structures such as drag folds, fibres and en échelon tension gashes on the slickensides themselves. Their systematic observation confirms that: (1) on all scales extensional faulting dominates along the two directions of faults recognised on the regional scale, (2) dip-slip dominates, (3) NNW-SSE and ENE-WSW trending normal faults acted together, the better developed NNW-SSE direction being the most active, (4) locally extensional movement was followed by strike-slip movement: a dextral displacement along the NNW-SSE direction and a sinistral displacement along the ENE-WSW direction. In this case, superimposed calcite fibers growing behind small steps in the fault planes clearly record the relative chronology of movement. These examples are rare and mainly concern the NNW-SSE faults.

4.2 Computing paleostress tensors

To constrain this brittle deformation, a systematic microtectonic analysis of faults and striae has been carried out, in the whole Oréac-Pousterle area (fig. 7). The *Stress* software (Villemin & Charlesworth 1992), which applies the *direct inversion method* developed by Angelier (1990) allowed the determination of several reduced paleostress tensors. These tensors are defined by the orientation of the three principal stress axes, σ_1 , σ_2 and σ_3 (with $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) and the ratio $\phi = (\sigma_2 -$

$\sigma_3/(\sigma_1-\sigma_3)$ of principal stress differences (shape ratio of the stress tensor ellipsoid). This analytical method is based on the assumption that the lineation on a fault plane follows the direction and sense of the maximum shear stress in the plane (Carey & Brunier 1974).

We computed separately the paleostress tensors associated with the early extensional faulting and those associated to the subsequent strike-slip reactivation; the two subsets of data were distinguished during outcrop analysis (we did not use an automatic choice process). In the Oréac-Pousterle area, paleostress tensors associated with the main extension have been determined at five localities (plate 1). The subsequent strike-slip movements have been constrained at three localities (plate 2). For comparison, plate 3 displays two paleostress tensors computed with the normal faults cutting the Briançonnais frontal nappes in the Biaysse valley (Barre des Treuils area, southern equivalent of Oréac-Pousterle structure) which have escaped strike-slip reactivation. For each site of measurement, plates display two stereonet: (1) on the left-hand the fault planes and striae, and the computed paleostress tensor, (2) on the right-hand the poles to measured fault planes. The histogram of the differential angles between the measured striae and the theoretical one on the left side of the paleostress tensor gives a quality estimate. The parameters associated to the computed paleostress tensors are listed in table 1.

For the Oréac-Pousterle area, the computed paleostress tensors associated with the extensional regime show a large range of fault trend and dip, good associated quality parameters *Ang* (differential angle average) and good differential angle histograms; they indicate that the paleostress tensors are well constrained. The subsequent strike-slip faulting provides less well constrained paleostress tensors, due to the restrictive fan of trends for the measured faults subject to this reactivation. The Barre des Treuils area provides high quality parameters and differential histograms, but the distribution of the fault planes remains unimodal, implying an important variability for the stress axis.

4.3 A multitrend extension followed by a strike-slip tectonic regime

The above analysis allows reconstruction of two paleostress tensors corresponding to two successive tectonic regimes: an extension related to a normal faulting whose importance has been underlined (qualitative approach: see § 3.3), followed by a strike-slip reactivation.

A late E-W extension, close to the FPT (fig. 8). The microtectonic sites of the Oréac-Pousterle area, as well as those in the Barre des Treuils, are roughly characterised by an E-W trending subhorizontal σ_3 axis. A detailed analysis of the direct inversion results shows that the ϕ ratio decreases eastward between the OREWa and the OREMB sites, and remains very low in the whole Oréac area. Low values of this ratio can be related to close magnitude of σ_2 and σ_3 principal stress. These observations point out a multitrend extensive regime, even if the paleostress tensors are mainly constrained by movements along the NNW-SSE fault direction. The ENE-WSW faults develop increasingly toward the east and control the low values of the ϕ ratio. The analysis of the Barre des Treuils microtectonic sites characterises a different state of stress, with a higher ϕ ratio, linked to the unimodal distribution of the fault planes. The brittle deformation of this area is clearly controlled by the NNW-SSE fault system, sub-parallel and very close to the FPT in this place.

A subsequent strike-slip faulting (fig. 9). The subsequent strike-slip regime appears to be less important. The two fault directions (NNW-SSE and ESE-WNW) developed during multitrend extension were reactivated as conjugate strike-slip faults, with a tectonic regime characterised by a NNE-SSW σ_1 axis and a ESE-WNW σ_3 axis. Immediately to the east of the FPT, this strike-slip reactivation only occurs locally and as a whole remains poorly developed (for example there is no strike-slip evidence in the Barre des Treuils area). Ongoing work (Sue *et al.* 1997) point to a more important strike-slip reactivation to the east in the Briançonnais zone.

5. Discussion and conclusion

5.1 The inversion of the FPT to the SE of the Pelvoux massif

Our structural field observations along the Fournel valley indicate that after being thrust onto the Dauphiné zone, the western Briançonnais nappes underwent a dense normal faulting, longitudinal (NNW-SSE) and transverse (ENE-WSW) with respect to the Alpine structure. The east dipping longitudinal faults are more developed and the dominant movement at a regional scale is downthrow to the east. The computed paleostress tensors constrain the regional scale deformation as a multitrend extension, with dominant extension roughly oriented E-W. Some normal faults underwent strike slip reactivation in response to an extension-compression couple oblique on the alpine structure. Our field data do not allow to distinguish between (1) a continuous evolution of a unique stress state during the same tectonic event and (2) a succession of two separated tectonic events.

The post-thrust brittle extension is restricted to the Briançonnais hangingwall of the FPT. It strongly suggests this thrust zone was reactivated as an extensional detachment surface. This conclusion is strengthened by the orientation of the computed σ_3 axis, as it trends almost perpendicular to the strike of the thrust zone. We thus propose the inverted FPT controlled the late Alpine collapse of the western Briançonnais zone with respect to the eastern Dauphiné zone at the SE corner of the Pelvoux massif. On the other hand, there is no evidence that the FPT was subsequently reactivated with an important dextral movement when some normal faults were reactivated as conjugate strike-slip faults.

5.2 Close relationships with the Durance fault

To the SE of the Pelvoux massif, late normal faulting parallel and transverse to the Alpine structure is particularly dense within the frontal Briançonnais nappes, in a NNW-SSE elongated zone bounded to the east by a major NNW-SSE trending fault that follows the Durance valley (Durance fault: Debelmas 1953; Barf  ty *et al.* 1968). In this narrow zone, corresponding to the external Briançonnais nappes of Debelmas (1955), ENE dipping normal faults with important throw dominate. Just to the north of Guillestre, the Durance fault itself is linked to a 1km down-throw of the eastern block (Debelmas 1955). It has been proposed that this major fault branches at depth into the major thrust at the front of the Briançonnais zone (Tricart *et al.* 1996, Sue *et al.* 1997). The high amount of extension we calculated in the Briançonnais frontal units is consistent with such a geometry. The Durance fault may represent a shortcut to the thrust when this thrust was inverted as an extensional detachment.

The last movement along the Durance fault is an important dextral strike-slip. It is the same along other NNW-SSE trending late normal faults recognised more to the east (Barf  ty *et al.* 1968, Barf  ty & Gidon 1975, Tricart *et al.* 1996). Coevally, ENE-WSW trending normal faults underwent a sinistral reactivation. In comparison, the network of late normal faults in the Frontal Briançonnais nappes, to the west of the Durance fault, largely escaped this reactivation (Sue *et al.* 1997).

5.3 A general collapse of the internal zones to the SE of the Pelvoux massif?

Apart from its spectacular development, the late faulting in the pile of the frontal Briançonnais nappes shares common characteristics with late Alpine faulting recently identified in the rest of the Briançonnais zone and in the Piémont zone along a Pelvoux-Viso transect (Lazarre *et al.* 1994; Virlov  t *et al.* 1996):

- on every scale, the faulting and the associated jointing overprint all generations of Alpine ductile structures, including the last synschistosity ones associated to back folding and back

thrusting;

- normal faulting developed parallel and transverse with respect to the Alpine structure and resulted in a regional scale multitrend extension;
- longitudinal and transverse normal faults were subsequently reactivated as conjugate dextral and sinistral strike-slip faults respectively, in response to a transcurrent tectonic regime.

Thus, we consider the spectacular normal faulting in the frontal Briançonnais nappes to the SE of the Pelvoux massif as the locally amplified expression of a late Alpine brittle extension widely developed in the core of the Alpine arc. The extended structure is a pile au HP-LT metamorphic internal nappes that was thrust onto the external zone during the Oligocene along the FPT. We propose subsequent inversion of this major thrust controlled the regional scale collapse of this pile of nappes with respect to the external (Dauphiné) zone.

5.4 An active tectonics whose onset remains undated?

Late Alpine brittle extension was now recognised in the Briançonnais zone northward to the Lautaret pass (NE corner of the Pelvoux massif) and southward to the Ubaye valley (Sue *et al.* 1997); it extends eastward to the Piémont Schistes lustrés in Queyras and the contiguous areas, including the Viso massif. Unfortunately, its onset could be dated nowhere. Along the High Durance faulted zone, between Briançon and Guillestre the related faults and joints guided the development of a network of karstic cavities. These cavities, up to 10m wide, were subsequently filled with sediments but continuation of fault activity very often resulted in their striation or brecciation (Tricart *et al.* 1996). No fossils were found in this sedimentary infill that derives from the erosion of hematite-rich soils but paleoclimatic consideration led Mercier (1977) to suggest a Plio-Quaternary age (see also Barfèty *et al.* 1995). Faulted Quaternary sediments are very scarce: Würm fluvioglacial sands near Villard-Meyer (Barfèty *et al.* 1995, Tricart *et al.* 1996; fig. 7), or moraines and screw surfaces in altitude, for example around Guillestre.

Nevertheless, the seismic activity of the Briançon-Guillestre region is one of the most important in the Alps (Rothé 1941, Fréchet & Pavoni 1979, Thouvenot 1996). In spite of the low magnitude of earthquakes, well-constrained focal mechanisms could be calculated, in particular using the Sismalp data (Thouvenot *et al.* 1990). A majority of these mechanisms are compatible with 5 to 15km deep extensional or transtensional movements along longitudinal and transverse faults, comparable to the faults we describe here in surface (Fréchet & Pavoni 1979, Ménard 1988, Guyoton *et al.* 1990, Thouvenot *et al.* 1991, Sue *et al.* 1997). Finally, seismotectonic investigations provide the best indication that the tectonic regime associated with the late Alpine faulting to the SE of the Pelvoux massif, could be currently still active.

5.5 Late Alpine Geodynamic context

At the SE corner of the Pelvoux massif we propose to link (1) multitrend brittle extension in the Briançonnais zone (2) collapse of this zone with respect to the external (Dauphiné) zone and (3) inversion of the FPT as an extensional detachment. Through different approaches, such an inversion of the FPT has been proposed at the back of northern equivalents to the Pelvoux massif: the Belledonne (Aillières *et al.* 1995, Cannic *et al.* 1995) and the Mont Blanc massifs. In this later striking similar example, thermochronological and structural data demonstrate that longitudinal dextral strike slip coexists with extension along the southeastward dipping FPT from the Neogene onwards (Seward & Mancktelow 1994). A first difference is that transcurrent movement mainly locates in front of the FPT (NE-SW trending Chamonix zone) and not in its hangingwall like to the SE of the Pelvoux massif (NNW-SSE trending Durance fault). The second difference is a change in the structure trend related to the Alpine curvature so that in both sites a dextral slip tangential to the arc coexists with a radial extension. It suggests that the late faulting in the Briançonnais nappes to

the SE of the Pelvoux massif does not represent a local phenomenon but must be relevant to the late Alpine dynamics at the scale of the whole arc.

Globally the Western Alpine arc is considered to undergo a dextral transpressive regime for the Neo-Alpine to present day period, linked to the convergence and counterclockwise rotation of the Apulia indenter with regard to the stable Europe (e.g. Anderson & Jackson 1987, Ménard 1988, Thouvenot 1996). Seward & Mancktelow (1994) consider the extension in the Pennine nappe pile at the back of the Mont Blanc massif as a consequence of the fast uplift of this massif, itself controlled by the general Alpine transpression. Such a kind of interpretation could be proposed for the area analysed here but we have no data on vertical movements allowing to estimate the contribution of the Pelvoux massif uplift to the collapse of the Briançonnais zone with respect to the Dauphiné zone. Moreover, our structural field data show that the area that underwent late Alpine brittle extension widely exceeds in surface the strict rear side of the Pelvoux massif (Sue *et al.* 1997).

This extension seems to be the expression of a regional scale stress regime superimposed to the general transpressive regime and interfering with it. As a working hypothesis, extension driving force could be buoyancy (Lyon-Caen & Molnard 1989) but the underlying deep root structure still remains poorly constrained. The current geophysical exploration of the Alpine Arc southern branch, through the GéoFrance 3D program should provide such key information.

Acknowledgements

We are grateful to the reviewers M. Ford, B. Fügenschuh and J. Burgisser for their helpful comment on the manuscript. This study was supported by the French program GéoFrance 3D (contribution number 28), by the CNRS (LGCA and LGIT) and by the Joseph Fourier University (Grenoble 1).

Figure captions

Figure 1. Location map (Western Alpine Arc).

- 1, external (Dauphiné) crystalline massifs
- 2, external (Dauphiné) Meso-Cenozoic sedimentary cover
- 3, Helminthoid flysch nappes and associated tectonic lenses
- 4, Valais, Subbriançonnais and Briançonnais zones
- 5, Piémont Schistes lustrés
- 6, internal (Piémont) crystalline massifs

Main geographic areas: B, Briançonnais; C, Champsaur; E, Embrunais; Q, Queyras; U, Ubaye; L, Lautaret pass; V, Viso.

FPT, Frontal Penninic Thrust; FBT, Frontal Briançonnais Thrust at the back of the Helminthoid flysch nappes, between Pelvoux and Argentera massifs.

Figure 2. The late Alpine fault system and the main structural units to the SE of the Pelvoux massif. FPT and FBT, see figure 1. Footwall of the FBT:

- 1, external (Dauphiné) crystalline massifs
 - 2, external (Dauphiné) Meso-Cenozoic sedimentary cover
 - 3, Helminthoid flysch nappes and associated tectonic lenses
- Hangingwall of the FBT:

- 4, Subbriançonnais lenses
- 5, Briançonnais Roche Charnière nappe
- 6, Briançonnais Champcella nappe
- 7, Briançonnais Peyre Haute nappe
- 8, Briançonnais Zone Houillère nappe
- 9, Briançonnais internal nappes

Piémont Zone

- 10, continental margin derived nappes
- 11, main ophiolitic massifs
- 12, oceanic metasediments

R, Réotier and Plan de Phasy; S, La Salce (Fournel valley); D, Dormillouse (Biaysse valley); V, Vallouise.

Figure 3. The Briançonnais and Subbriançonnais front as crosscut by the Fournel valley (panorama width is 2 km).

- a, Champsaur Sandstones (external, dauphiné zone)
- b, Eocene black schists (Subbriançonnais tectonic lense)
- c, Senonian-Paleocene calcschists (Subbriançonnais tectonic lense)
- d, tectonic slice of Middle Triassic dolomite and Jurassic limestones (detail: see figure 5)
- e to g, Briançonnais front (Roche Charnière nappe):
- e, Scythian quartzites topped by thin schists and evaporites;
- f, Middle Triassic dolomites and Jurassic limestones
- g, Senonian-Paleocene calcschists

The star locates the outcrop represented on figure 6

Late Alpine extension results in collapse to the east along east dipping normal faults (arrows 2) bounding westward tilted blocks. It clearly overprints the west directed folds associated to the Oligocene main phase of thrusting (arrows 1) onto the external zone (FPT and FBT)

Figure 4. Superposition of extensional and compressional structures on the southern slope of Oréac Peak (detail of fig. 3; same symbols). The west directed anticline with truncated reverse limb (first

movement: Oligocene thrust onto the external zone) is overprinted by east dipping normal faults (second movement: late Alpine collapse of the Briançonnais zone). 10-30m high trees give scale.

Figure 5. Detail of a thrust slice in the FBT (location d on fig. 3; same symbols). The pinch and swell boudined horse (first movement: westward thrusting) is carved in westward tilted blocks bounded by east-dipping normal faults (second movement). Width of the represented structure: 50m.

Figure 6. N15,52E oriented fault and associated gouge and breccias as exceptionally visible along the Pousterle Pass road during summer 1996 (location: star on fig. 3). Scythian quartzites in the footwall (FW) and Senonian-Paleocene calcschists in the hangingwall (HW) indicate a more than 300m downthrow to the east. 10cm wide compass gives scale.

α , cataclastic "sand" deriving from Scythian quartzites (thickness 2-3m)

α , gray and red clay (thickness 10-20cm) with down-to-east shearing (oblique schistosity)

β , perfectly planar slickenside

γ , horse of cataclastite derived from Middle Triassic dolomites (thickness 0.5-1m)

ϵ , foliated calcschists with small normal faults branching into the main fault

Figure 7. Location of the measurement sites (same symbols as fig. 2)

Figure 8. Kinematic map for the brittle extension. Arrows give the projection on the map of the σ_3 axis (same symbols as fig. 2)

Figure 9. Kinematic map for the dextral reactivation along the NNW-SSE fault system in the Oréac-Pousterle area (same symbols as fig. 2)

Table 1. Parameters for the paleostress tensors presented plate 1 to 3. Site and Code refer to the measurement site; Age and Lithology refer to the faulted sedimentary formation; Str indicates the stress regime: normal (N) or strike-slip (S) faulting; Num is the number of inverted data (fault plane+stria); σ_1 , σ_2 and σ_3 give the orientation (azimut - plunge) of the main stress axes; ϕ is the shape ratio of the stress tensor ellipsoid [$\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$]; Ang is the average angle between the measured and the computed striae (differential angle, calculated for each data).

Plate 1. Paleostress tensors associated to the main brittle extension in the Oréac-Pousterle area. Same symbols as table 1. The histogramm refer to the differential angles. Stereonets are equal area projection of the lower hemisphere. To the left, are represented the fault planes and striae; the 5, 4 and 3 branch star indicate respectively the orientation of the computed σ_1 , σ_2 and σ_3 axes. To the right, are only plotted the poles to the fault planes, allowing to evaluate more easily the space distribution of the data.

Plate 2. Paleostress tensors associated to the strike-slip reactivation of normal faults in the Oréac-Pousterle area. Same symbols as plate 1.

Plate 3. Paleostress tensors associated to the main brittle extension in the Barre des Treuils area. Same symbols as plate 1.

REFERENCES

- Ailleres, L., Bertrand, J.M., Macaudière, J. & Champenois, M. 1995: New structural data from the "Zone Houillere Briançonnaise" (French Alps), nealpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II A, 321(3): 247-254.

- Anderson, H. & Jackson, J. 1987. Active tectonics in the Adriatic region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91: 937-983.
- Angelier, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal of the Interior*, 103: 363-376.
- Barfèty, J.-C. & Gidon, M. 1975. La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281 (D): 1677-1680.
- Barfèty, J.-C., Gidon, M. & Kerckhove, C. 1968. Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267 (D): 394-397.
- Barfèty, J.-C., Lemoine, M., Graciansky, P.-C. de, Tricart, P. & Mercier, D. 1995. Notice explicative de la feuille Briançon à 1/50 000, B.R.G.M., Orléans: 180p.
- Barfèty, J.-C., Lemoine, M., Mercier, D., Polino, R., Nievergelt, P., Bertrand, J., Dumont, T., Amaudric du Chaffaut, S., Pêcher, A. & Montjuvent, G. 1996. Carte géol. France (1/50 000), feuille Briançon, B.R.G.M. ed., Orléans.
- Barfèty, J.-C. & Pêcher, A. 1984. Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Christophe en Oisans, BRGM ed., Orléans.
- Bayer, R., Caze, M., Dal Piaz, G.V., Damotte, B., Elter, G., Gosso, G., Hirn, H., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J.-L., Nicolas, A., Nicolich, R., Polino, R., Roure, F., Sacchi, R., Scarascia, S., Tabacco, I., Tapponnier, P., T., M., Taylor, M., Thouvenot, F., Torreilles, G. & Villien, A. 1989. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305: 1461-1470.
- Cannic, S., Mugnier, J.-L. & Lardeaux, J.-M. 1995. Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321 (II): 513-519.
- Carey, E. & Brunier, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279: 891-894.
- Debelmas, J. 1953. Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, (6), III: 123-131.
- 1955. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. expl. Carte géol. détail. France, Paris*, : 159.
- 1974. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays. *Géologie de la France*, Doin, Paris, 554pp.
- 1980. Carte géol. France (1/50 000), feuille Orcières, B.R.G.M. ed., Orléans.
- Debelmas, J. & Lemoine, M. 1966. Carte géol. France (1/50 000), feuille Guillestre, B.R.G.M. ed., Orléans.
- Fréchet, J. & Pavoni, N. 1979. Etude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. *Eclogae Geol. Helv.*, 72(3): 763-779.
- Gignoux, M. & Moret, L. 1938. Description du bassin supérieur de la Durance. *Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble*, 21: 295p.
- Gignoux, M. 1936. Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux. *Bulletin de la Société géologique de France* (V), 6: 425-438.
- Goguel, J. 1942. La chaîne de Montbrison: essai de coordination tectonique. *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, 43 (212): 389-398.
- Graciansky, P.-C.de, Dardeau, G., Lemoine, M. & Tricart, P. 1989. The inverted margin in the French Alps and foreland basin inversion. *J. Geol. Soc. London, Spec. publ. series*, 44: 87-104.
- Guyoton, F., Fréchet, J. & Thouvenot, F. 1990. La crise sismique de janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes de Haute Provence, France): étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311: 985-991.
- Kerckhove, C. 1969. La "zone du Flysch" dans les nappes d'Embrunais-Ubaye. *Géologie Alpine*, 45: 5-204.
- Lazarre, J., Tricart, P. & Villemain, T. 1994. L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319 (II): 1415-1421.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, A., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.-C.de, Rudkiewicz, J.-L., Mégard-Galli, J. & Tricart, P. 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3: 179-199.
- Lory, C. 1864. Description géologique du Dauphiné. Savy ed., Paris: 747p.
- Ménard, G. 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. Thèse d'Etat, Univ. Grenoble I: 268p.
- Mercier, D. 1977. Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Haute Alpes) : étude stratigraphique et sédimentologique. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris 6, 351p.
- Merle, O. & Brun, J.-P. 1984. The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). *J. Str. Geol.*, 6 (6): 711-719.
- Mugnier, J.L., Loubat, H. & Cannic, S. 1993. Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. *Bulletin de la Société géologique de France*, 164(5): 697-708.
- Rothé, J.-P. 1941. Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, 3(3): 1-105.
- Sénéchal, G. & Thouvenot, F. 1991. Geometrical migration of line-drawing: a simplified method applied to ECORS data. *Geodyn. Ser.*, 22: 401-407.

- Sue, C., Fréchet, J., Thouvenot, F. & Tricart, P. 1997. Late orogenic extension in the Briançonnais Zone, French Alps: tectonic and seismotectonic approaches. *Terra Nova* (Abst. sup. 1), 9: 307.
- Termier, P. 1903. Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mém. Serv. Carte Géol. de France*. 182p.
- Thouvenot, F. 1996. Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). Thèse d'état, Univ. Grenoble I: 378p.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. & Jenatton, L. 1990. SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers Centre europ. Géodyn. Séism.*, 1: 1-10.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Vialon, P., Guyoton, F. & Cattaneo, M. 1991. Les séismes de Cervières (Hautes Alpes) des 11 et 13 février 1991 : un coulissage dextre entre zones piémontaises et briançonnaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312: 1617-1623.
- Tricart, P. 1975. Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes : évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, 28(3): 239-259.
- 1981. Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 23 (4): 289-300.
- 1984. From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western Alps. *Am. J. Sc.*, 284: 97-120.
- 1986. Le chevauchement de la zone briançonnaise au Sud-Est du Pelvoux : clé des rapports zone externe-zones internes dans les Alpes occidentales. *B. S. G. F.*, 2 (8)(2): 233-244.
- Tricart, P., Bouillin, J.-P., Dick, P., Moutier, L. & Xing, C. 1996. Le faisceau de failles de haute-Durance et le jeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323: 251-257.
- Tricart, P. & Lemoine, M. 1986. From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the Western Alps. *Tectonics*, 5(1): 95-118.
- Turcotte, D. & Schubert, G. 1982. *Geodynamics*. John Wiley and sons ed., 450p.
- Villemin, T. & Charlesworth, H. 1992. An interactive computer program to determine paleostress axes using data from striated faults. *Cordillera transect and cordilleran tectonic workshop*, Alberta.
- Virlouvet, B., Tricart, P. & Villemin, T. 1996. Blocs basculés tardi-alpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution neotectonique des zones alpines internes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322: 475-481.
- Waibel, A.F. 1990. Sedimentology, petrographic variability, and very-low-grade metamorphism of the Champsaur sandstone (Paleogene, Hautes Alpes, France). PhD, Univ. Genève: 140p.

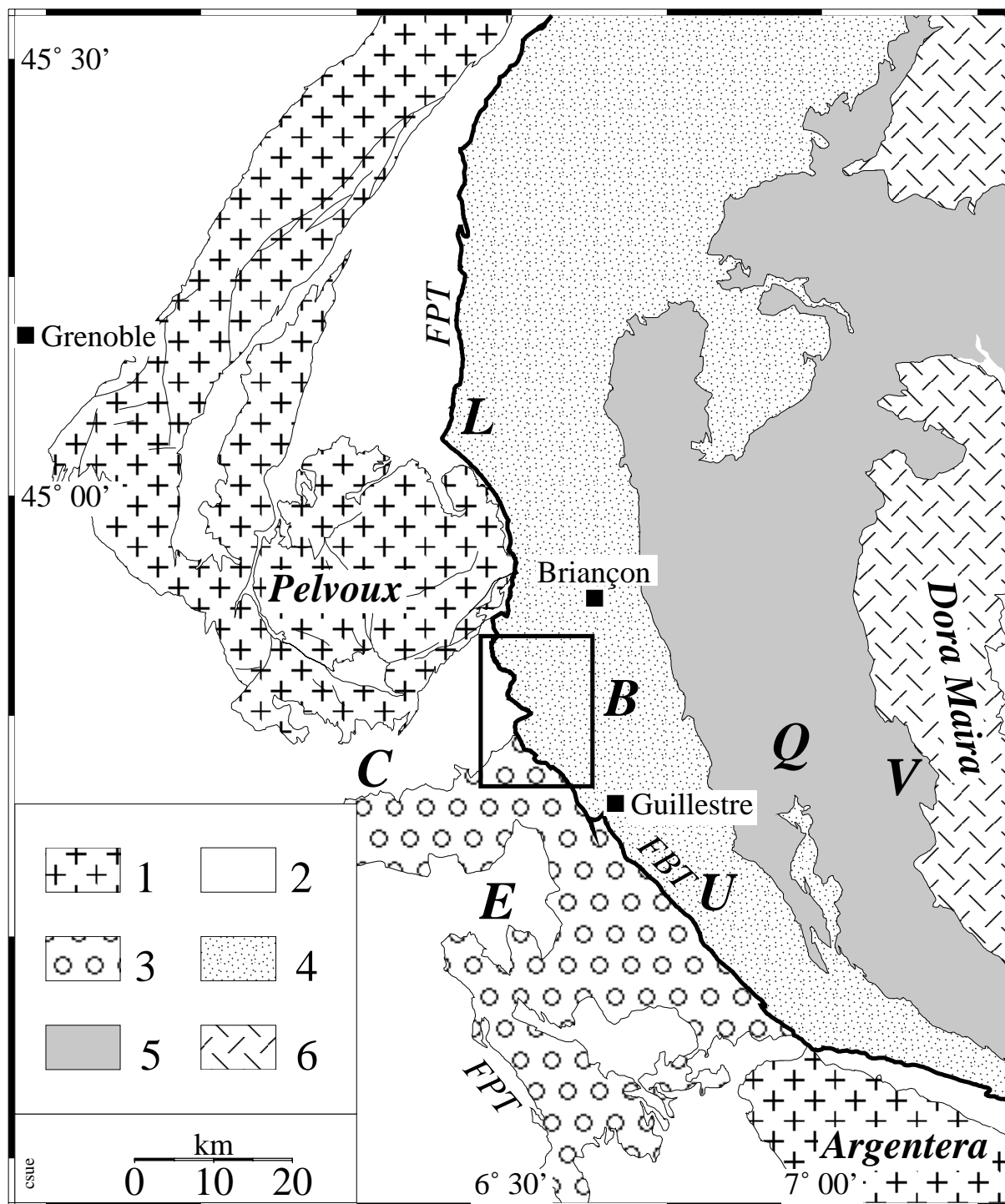


Figure 1

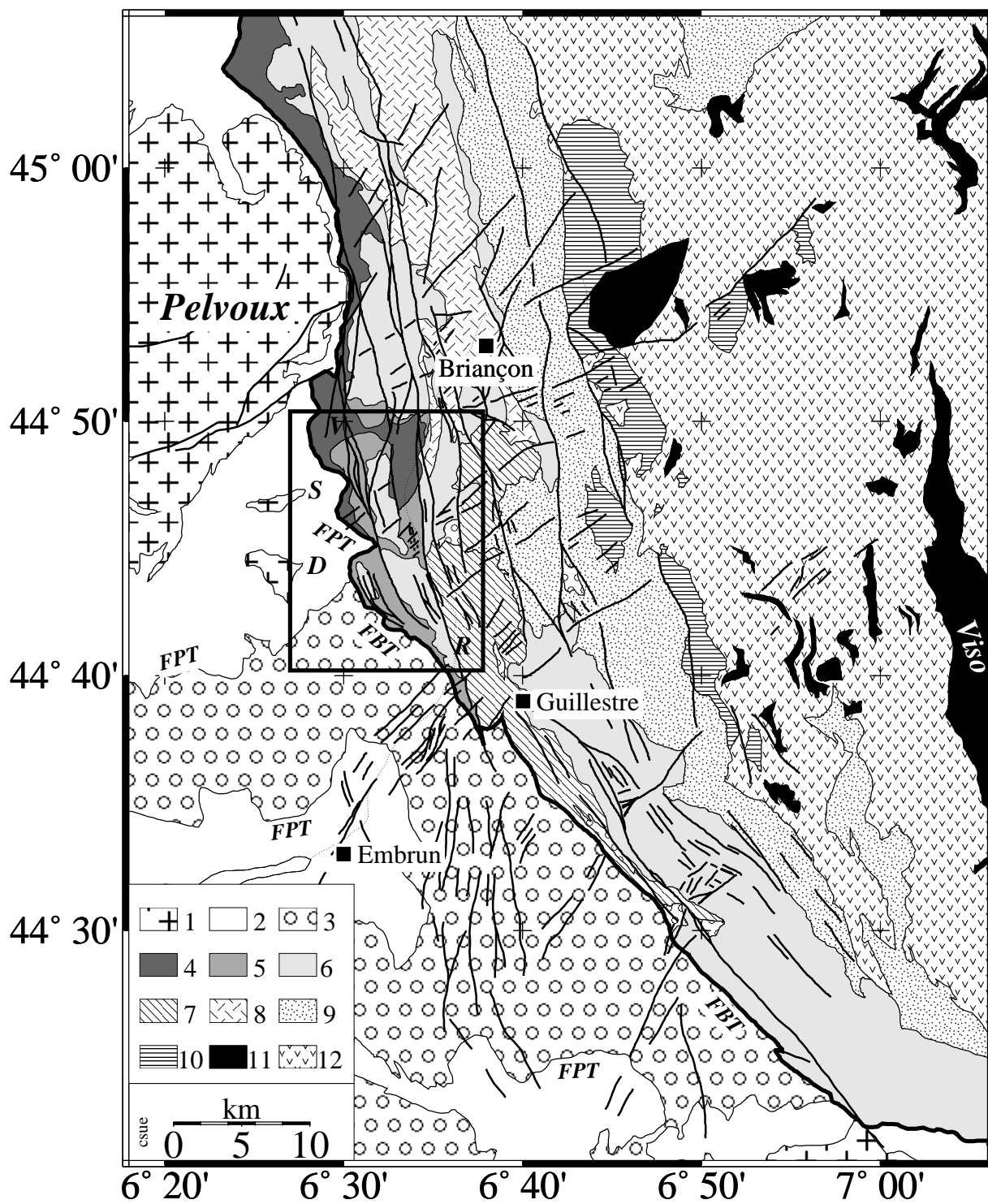


Figure 2

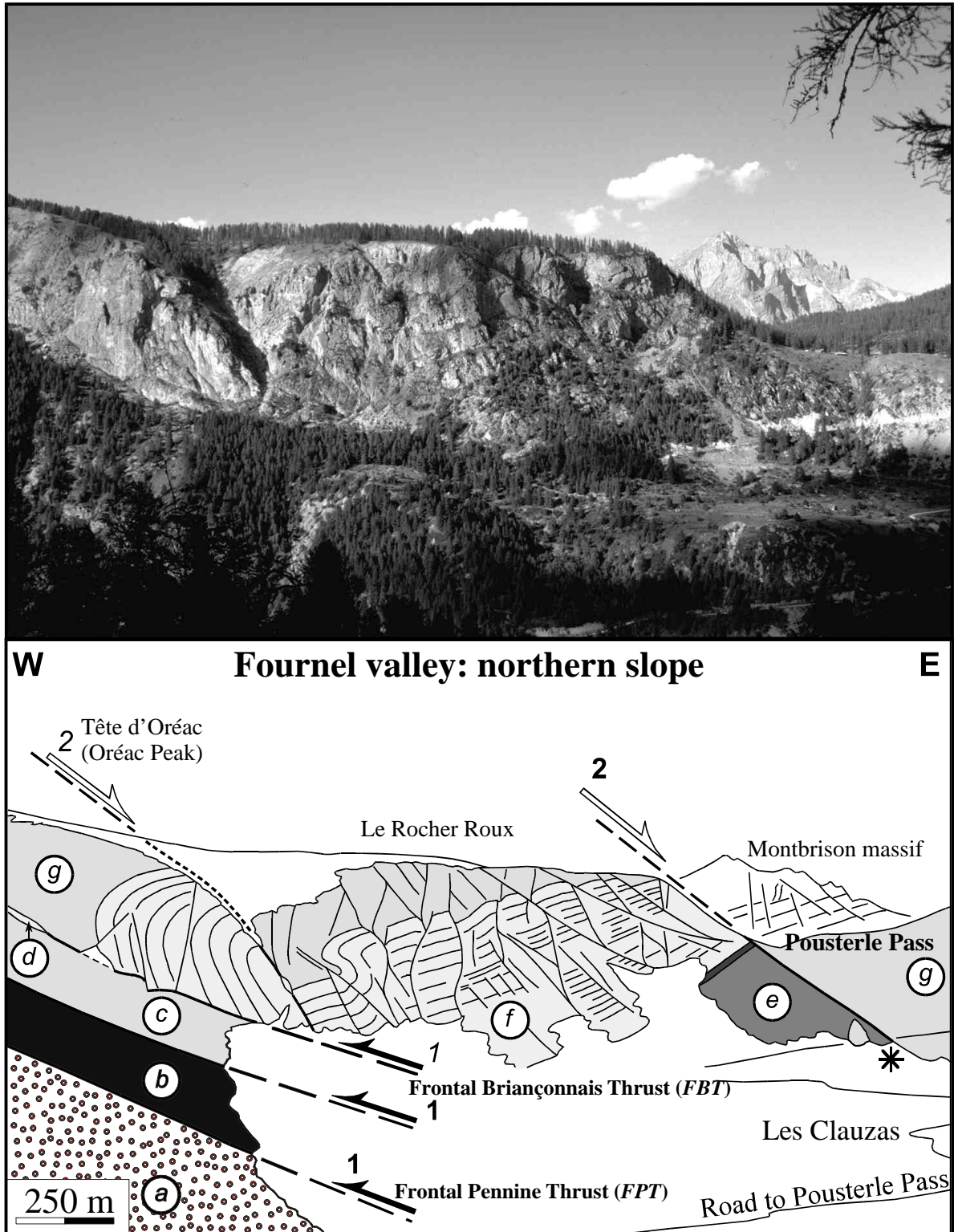


Figure 3

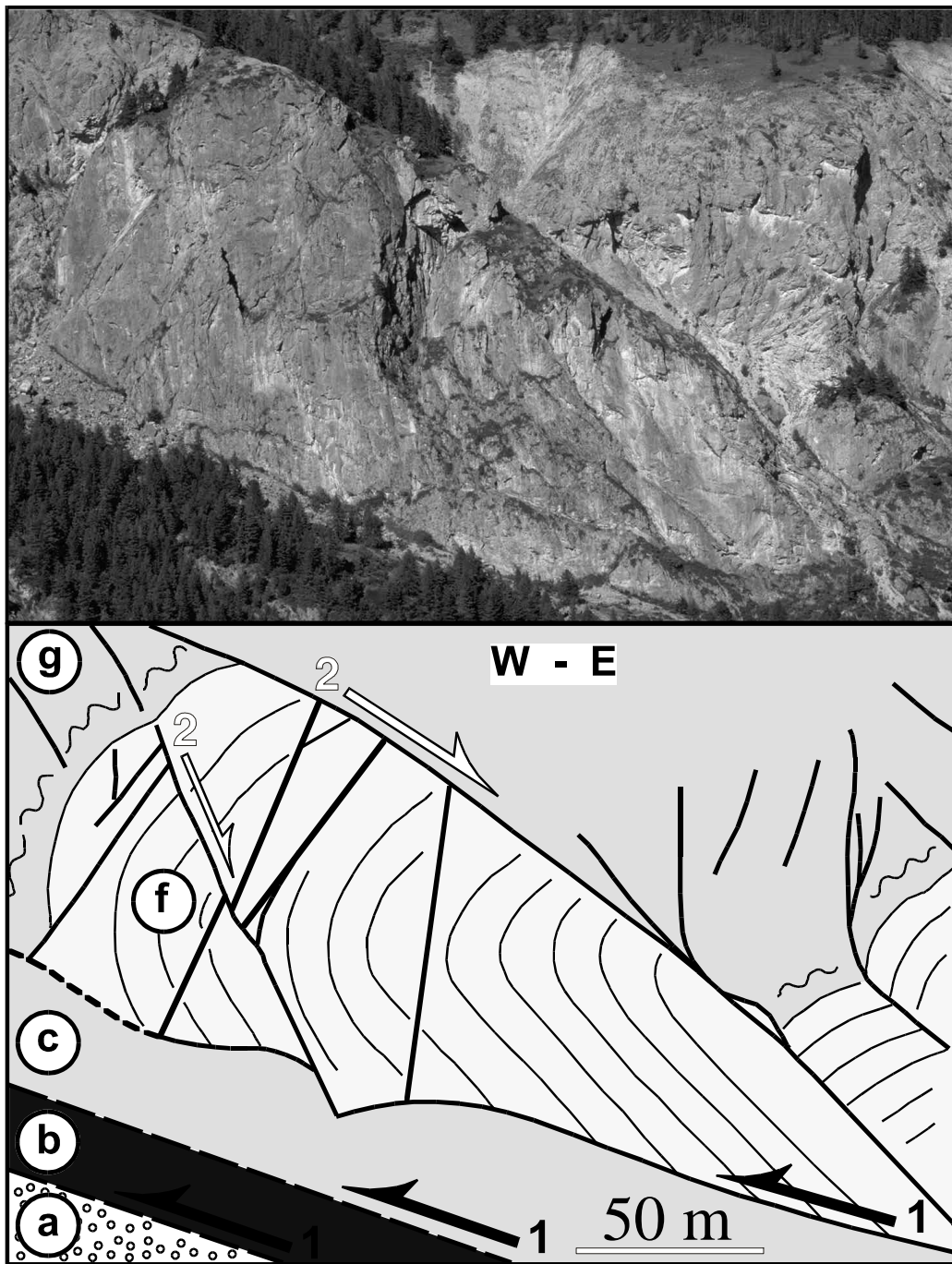


Figure 4

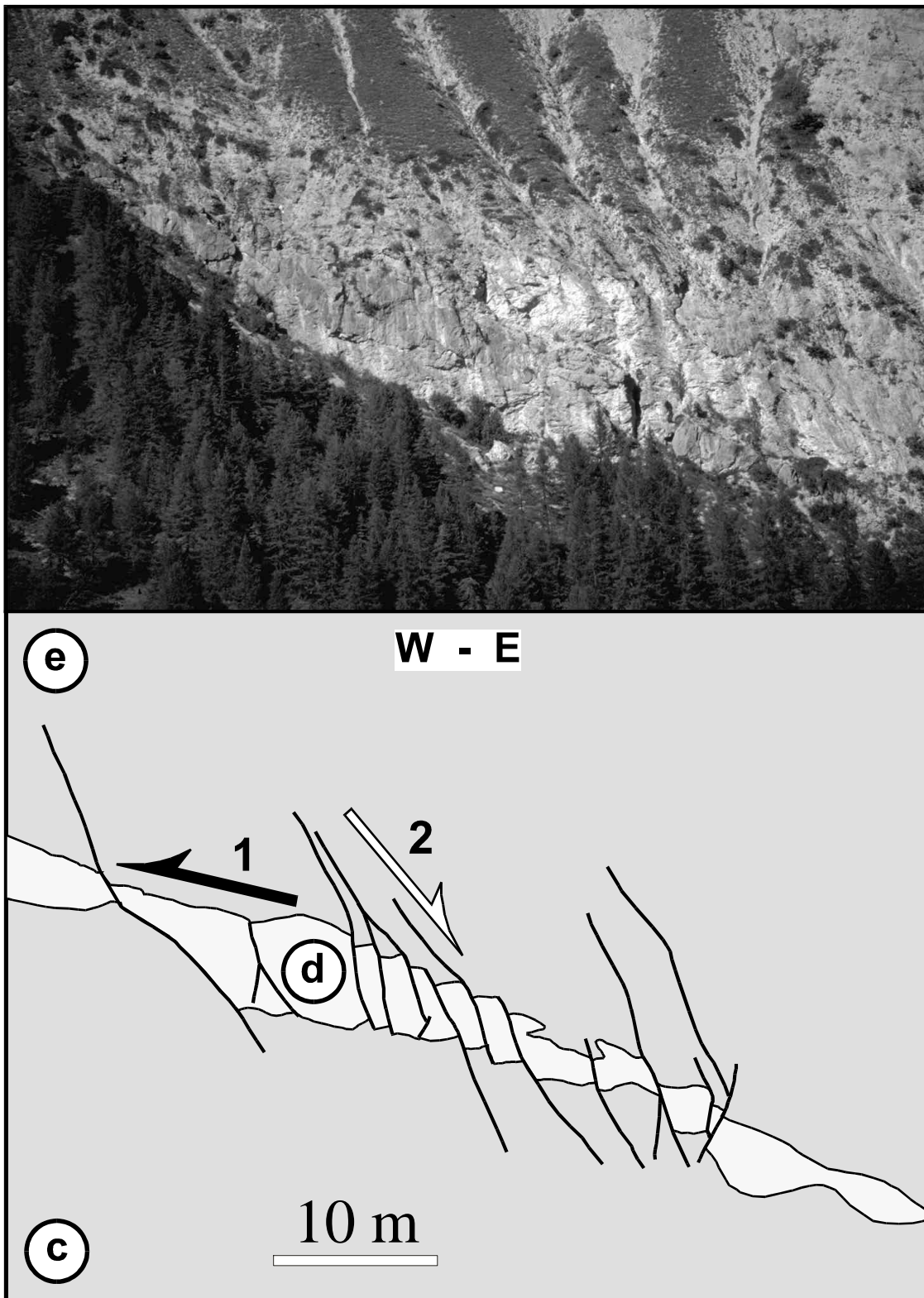


figure 5

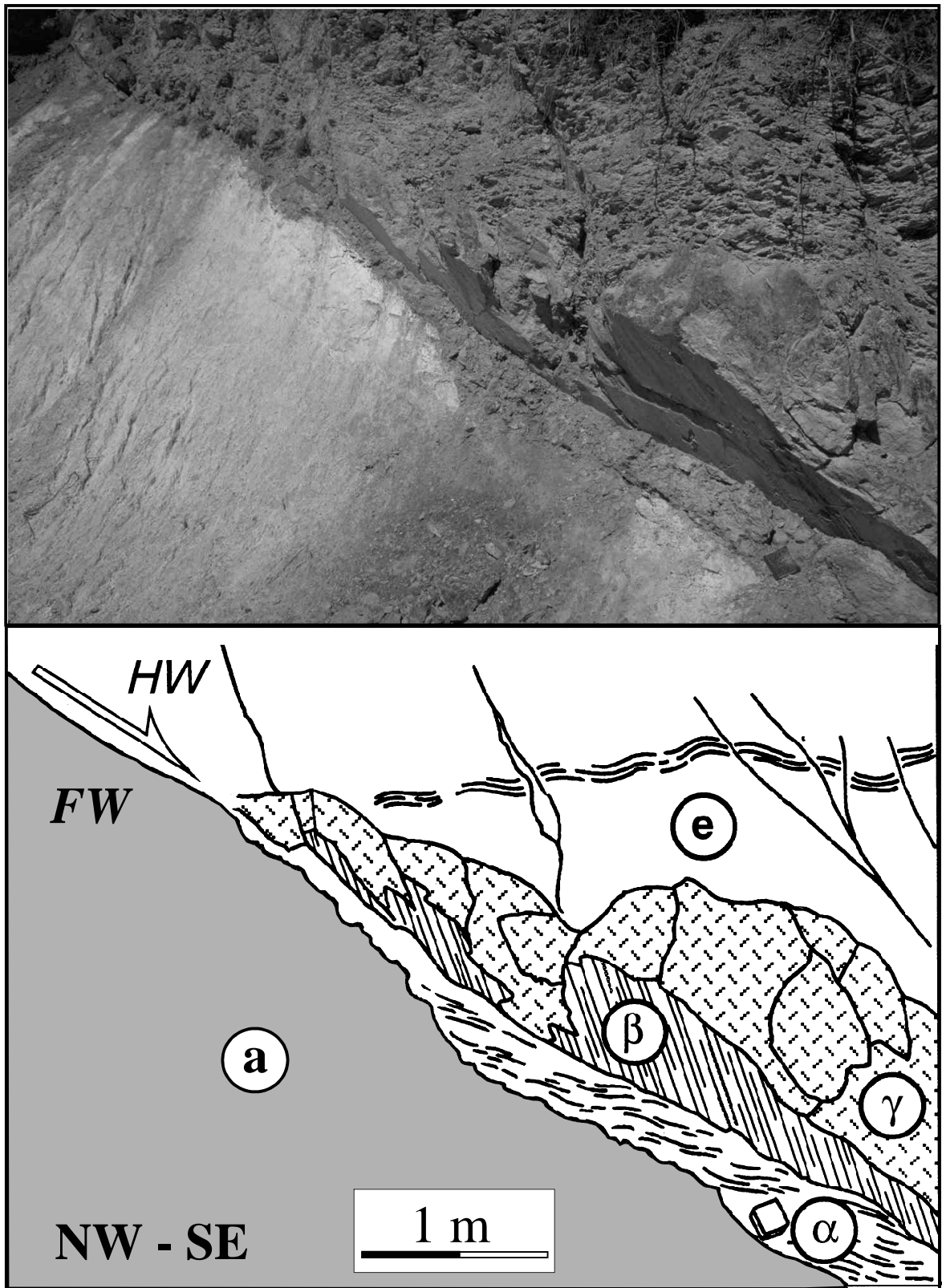


Figure 6

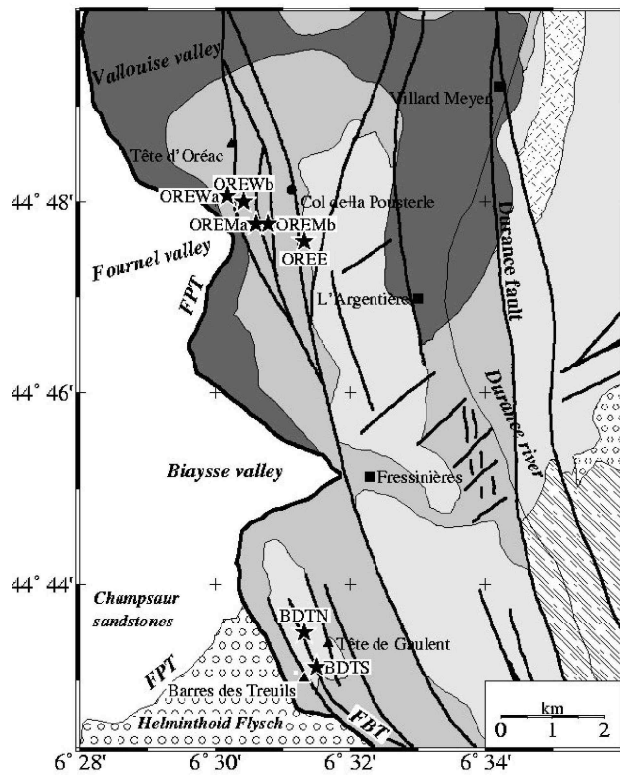


figure 7

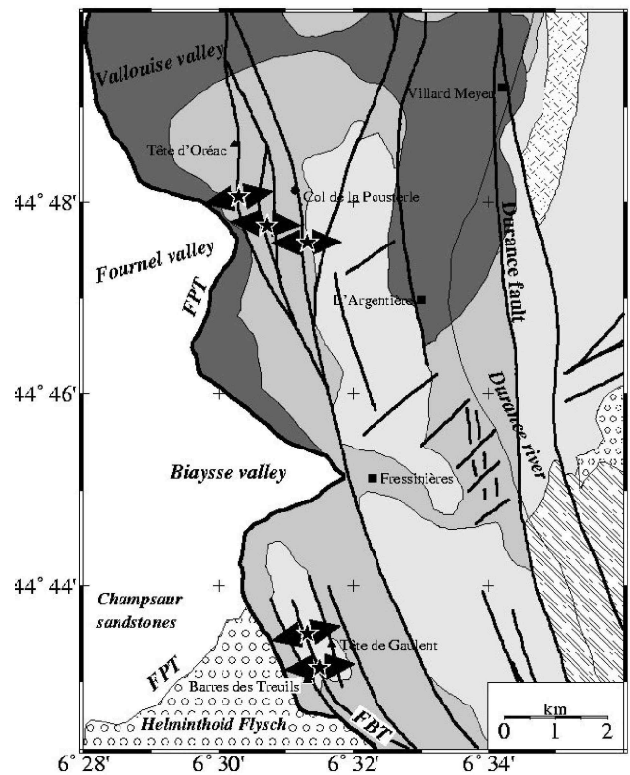


figure 8

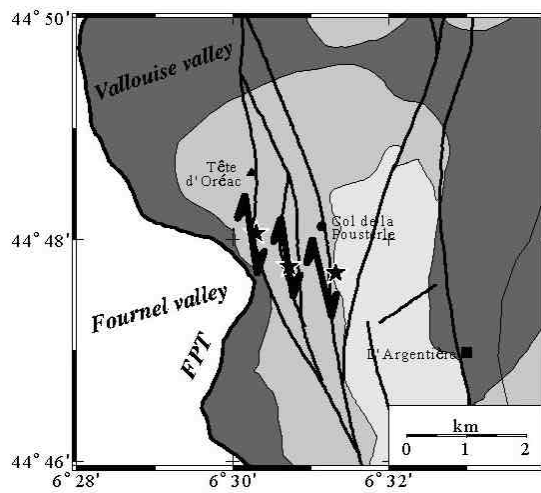
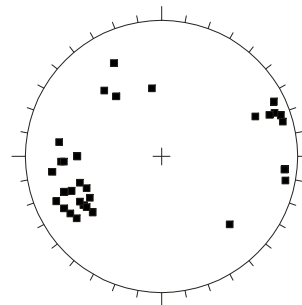
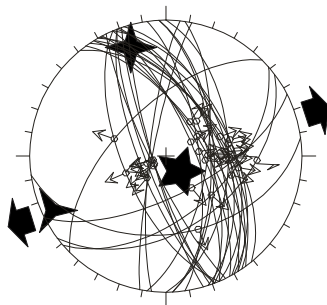
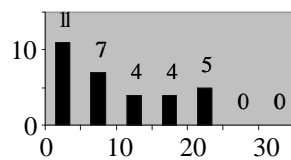


figure 9

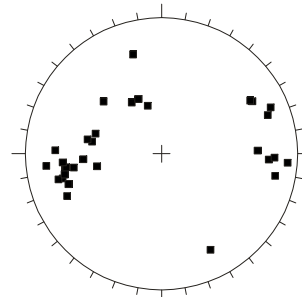
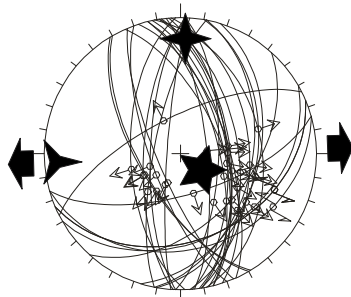
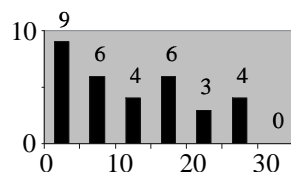
OREWa

(31 data, $\phi=0.30$)



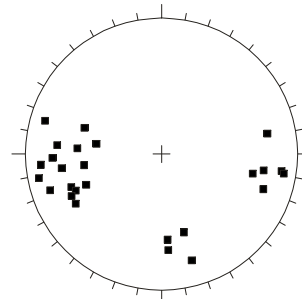
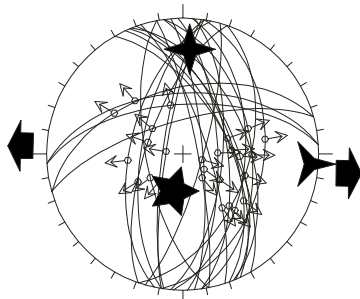
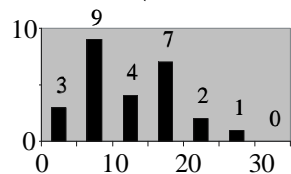
OREWb

(32 data, $\phi=0.24$)



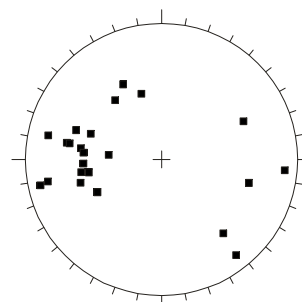
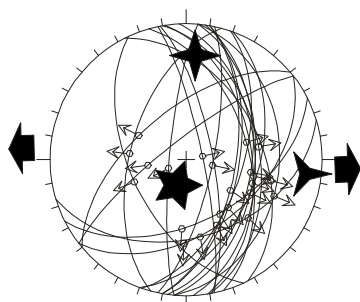
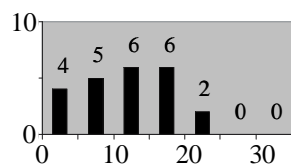
OREMa

(26 data, $\phi=0.23$)



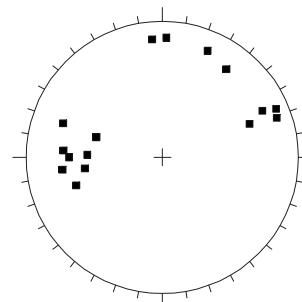
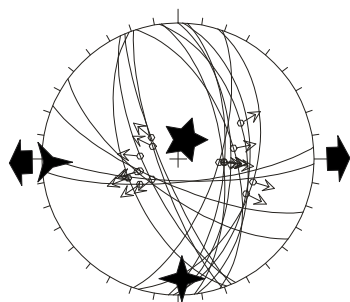
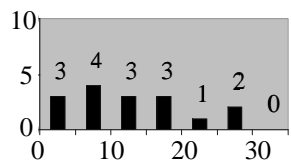
OREMb

(23 data, $\phi=0.09$)



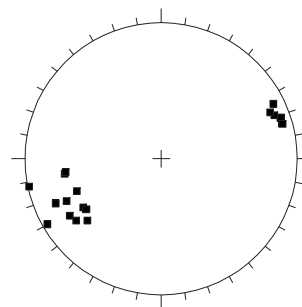
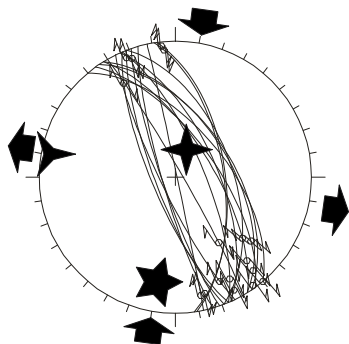
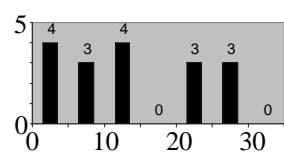
OREE

(16 data, $\phi=0.16$)



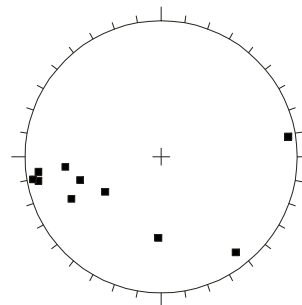
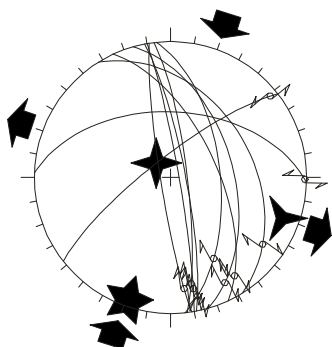
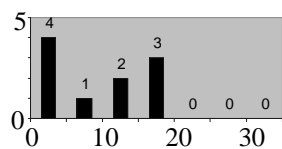
OREW2

(17 data, $\phi=0.50$)



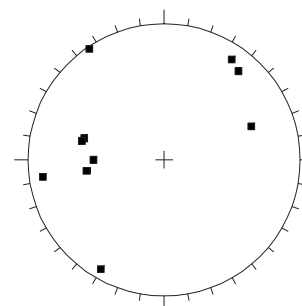
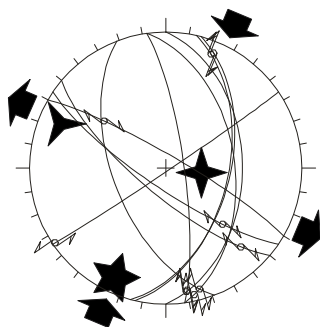
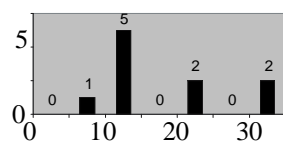
OREM2

(10 data, $\phi=0.78$)



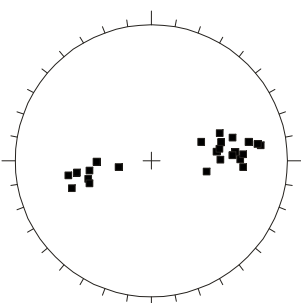
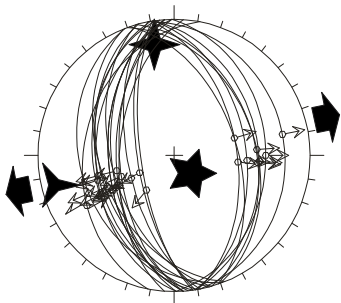
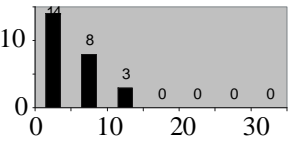
OREE2

(10 data, $\phi=0.21$)



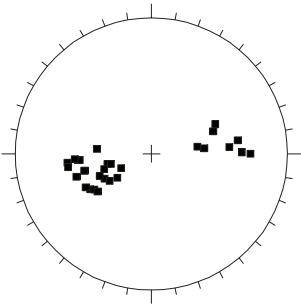
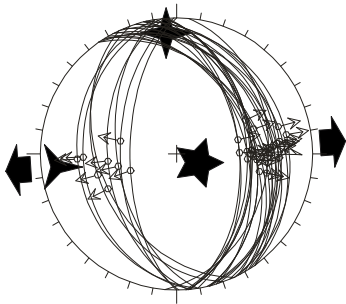
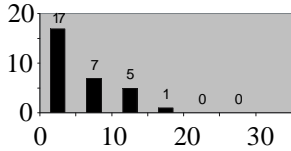
BDTN

(30 data, $\phi=0.57$)



BDTS

(25 data, $\phi=0.42$)



Site	Code	Age	Lithology	Str	Num	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ	Ang
West Oréac	OREWa	Middle Triassic	dolomite and limestone	N	31	122-80	343-07	252-06	0.30	9.5
West Oréac	OREWb	Cretaceous	calcareous schist	N	32	144-75	000-12	268-08	0.24	11.2
Oréac middle zone	OREMa	Cretaceous	calcareous schist	N	26	195-76	003-14	093-03	0.23	12.0
Oréac middle zone	OREMb	Cretaceous	calcareous schist	N	23	199-75	002-14	093-04	0.09	11.4
Pousterle pass	OREE	Lower Triassic and Cretaceous	quartzites and calcareous schist	N	16	15-77	178-13	269-04	0.16	12.6
North Barre du Treuil	BDTN	Cretaceous	calcareous schist	N	30	142-77	349-18	258-06	0.57	4.7
South Barre du Treuil	BDTS	Cretaceous	calcareous schist	N	25	108-83	356-03	265-06	0.42	4.8
West Oréac	OREW2	Middle Triassic	dolomite and limestone	S	17	192-15	018-75	283-01	0.50	13.5
Oréac middle zone	OREM2	Cretaceous	calcareous schist	S	10	200-02	310-83	111-07	0.78	8.5
Pousterle pass	OREE2	Lower Triassic and Cretaceous	quartzites and calcareous schist	S	10	203-05	096-73	295-16	0.21	17.8

2. Essai interprétatif sur la place du régime tectonique transtensif dans la tectonique alpine

2.1 *Elargissements régionaux*

Cette étude structurale concerne un épisode tectonique tardif dans l'histoire des Alpes occidentales, postérieur aux différentes phases compressives ductiles. Nous sommes en présence d'une déformation cassante, avec quelques indices de mouvements quaternaires. Il s'agit d'un épisode tectonique débutant au cours ou après le Miocène, et se poursuivant durant le Pliocène et le Quaternaire. Relativement peu de données sont disponibles sur la déformation post-miocène de l'arc alpin (*e.g.* Ménard, 1988 ; Ritz ; 1991 ; Grellet *et al.* 1993). Pour replacer ce travail dans un contexte tectonique plus général, je m'appuierai donc sur des travaux concernant souvent des épisodes tectoniques néogènes (Miocène et Pliocène), sans plus de précision. Il conviendra de rester prudent quant à des comparaisons trop directes entre tectonique tardi-alpine (post-miocène) et tectonique néogène.

Nous allons voir ci-dessous à quels épisodes tectoniques de l'arc alpin occidental l'extension régionale cassante de la zone cible peut (ou pourrait) être reliée.

2.1.1 Vers l'est :

L'extension *cassante* se prolonge dans la zone piémontaise jusqu'aux abords du Viso (cf. figure 2.32, et Lazarre *et al.*, 1994). Elle est en cours de reconnaissance plus à l'est au delà du Mont Viso (Schwartz *et al.*, 1998). A l'est de la zone piémontaise, elle semble reliée à l'extension ductile qui a accompagné l'exhumation des unités HP/HT du Mont Viso et de Dora Maira. Les travaux en cours (Schwartz *et al.*, 1998) devraient permettre de préciser les relations entre extension ductile et extension cassante dans cette région.

2.1.2 Vers le nord :

L'inversion du front pennique en faille normale a été proposée par Aillère *et al.* (1995), Cannic *et al.* (1995) et Cannic (1996), à l'arrière du massif cristallin externe de Belledonne. Cannic *et al.* (1995) et Cannic (1996) mettent en évidence une extension ductile (dans des conditions métamorphiques schiste vert) dans les unités valaisanes, entre front pennique et front briançonnais. Aillère *et al.* (1995) montrent qu'une extension néogène a affecté la zone houillère briançonnaise.

Plus au nord, Seward et Mancktelow (1994) ont montré à partir de données thermochronologiques qu'une extension néogène a affecté la face nord-est du massif cristallin externe du Mont-Blanc. Dans ce cas, l'extension est directement associée à la surrection du Mont-Blanc (glissement gravitaire en arrière de la zone en surrection). De même, Mancktelow (1985) montre que la faille du Simplon a eu un fonctionnement normal, avec un effondrement de la partie sud par rapport au nord. Par ailleurs, la zone Simplon-vallée du Rhône est le lieu d'importants décrochements dextres au cours du Néogène (Burkhard, 1986 ; Hubbard et Mancktelow, 1992)

Les massifs cristallins externes de Belledonne, du Mont-Blanc et du Pelvoux occupent la même position structurale au sein de l'arc alpin (ligne de crêtes actuelle). L'extension ductile, postérieure aux structures compressives, observée par Aillère *et al.* (1995), Cannic *et al.* (1995) et Cannic (1996) pourrait donc traduire le même événement que l'extension cassante décrite le long du

front pennique au sud-est du Pelvoux (Sue et Tricart, 1998). Par contre, la chronologie absolue de ces événements reste difficile à déterminer, avec en corollaire, la question primordiale de la *pérennité des phénomènes extensifs* le long du front pennique.

2.1.3 Vers le sud :

Les travaux de Combe (1984), Labaume *et al.* (1989) et Ritz (1991), précisent les différents champs de contraintes dans la branche sud de l'arc alpin occidental, essentiellement en zone externe, au nord de la Provence depuis l'Oligocène.

En ce qui concerne la fin de l'évolution structurale dans les nappes de flyschs de l'Embrunais-Ubaye, de la nappe de Digne et de l'arc de Castellane, Labaume *et al.* (1989) retrouvent, à partir de données microtectoniques en domaine cassant, deux épisodes de fracturation postérieurs au serrage alpin miocène (figure 2.38).

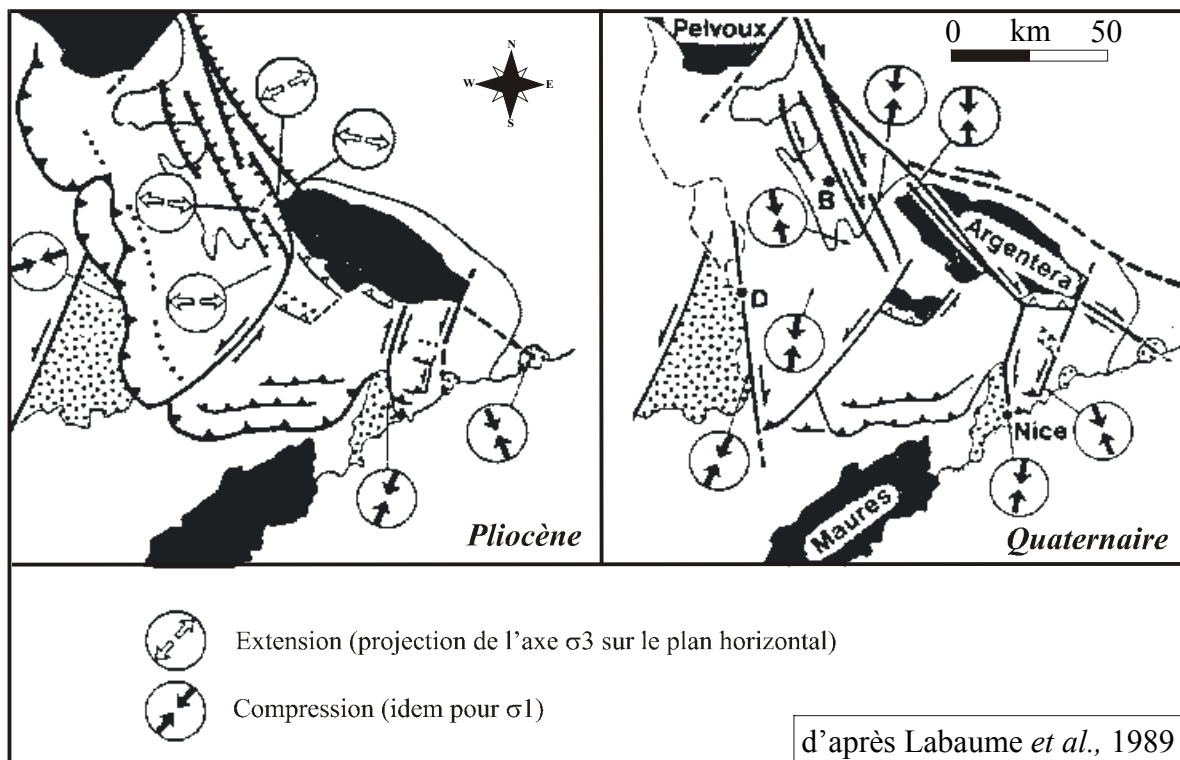


Figure 2.38 – Régimes tectoniques post-miocènes dans les Alpes sud-occidentales (données microtectoniques : inversions de plans striés).

Ils décrivent à partir de l'inversion de plans striés une *extension* globalement est-ouest attribuée au Pliocène dans les nappes de flyschs et aux abords nord et ouest de l'Argentera puis une reprise des failles normales en décrochement attribuée au Quaternaire, avec des mouvements dextres le long des failles longitudinales (*e.g.* faille de Bersezio), décrochements qu'ils associent à une compression globalement nord-sud.

En terme d'analyse microtectonique, leur travail permet de prolonger *en zone externe* l'analyse présentée dans cette deuxième partie. Nous *retrouvons vers le sud les régimes extensif et décrochant* que nous avons décrit au nord et à l'est de cette région.

Par contre, en terme d'interprétation, Labaume *et al.* (1989) proposent de distinguer deux épisodes tectoniques avec une extension pliocène et une reprise en décrochement quaternaire sans arguments déterminants sur ces datations. A mon sens, la compression nord-sud associée aux décrochements dextres sur les failles longitudinales est compatible avec l'extension est-ouest. Nous retrouvons dans cette région le même type de champ de contraintes que celui que nous avons étudié plus au nord, avec passage d'un régime extensif à un régime décrochant. Ce phénomène peut ici aussi s'expliquer par une permutation des contraintes σ_2 et σ_1 au sein d'une seule phase tectonique globalement transtensive.

A l'est, ces auteurs proposent que les failles normales affectant la bordure nord-est de l'Argentera (faille de Bersezio) se branchent en profondeur sur les chevauchements crustaux. Nous retrouvons ici une situation structurale analogue à celle de la Haute Durance, avec un rejeu probable du front pennique au sud-est du Pelvoux (§1 ci-dessus ; Sue et Tricart, 1998).

Plus à l'extérieur de la chaîne, Labaume *et al.* (1989) retrouvent pour leurs deux phases tectoniques une compression globalement perpendiculaire au front alpin (cf. figure 2.38). Cela montre que l'extension affecte les zones internes, les nappes de flyschs et le nord de la nappe de Digne, alors que le front chevauchant alpin se propage vers l'extrados de l'arc.

2.1.4 Vers l'ouest :

En zone externe, la tectonique plio-quaternaire est marquée par des chevauchements au front de l'arc alpin (cf. la carte synthétique des indices de déformation plio-quaternaire de Grellet *et al.*, 1993, reproduite figure 2.39), par la propagation de chevauchements crustaux au front des massifs cristallins externes et par la surrection de ces derniers (Ménard, 1988).

Les chevauchements se propagent vers les zones les plus externes radialement à l'arc (carte de Grellet *et al.*, 1993) :

- ☞ vers le NW au front du Jura ;
- ☞ vers l'ouest au front des massifs subalpins ;
- ☞ vers l'ouest et le sud-ouest au front de la nappe de Digne et de l'arc de Castellane.

La tectonique plio-quaternaire de la zone externe (exception faite de la région en extension analysée par Labaume *et al.*, 1989) semble donc associée à la poursuite du régime tectonique compressif miocène lié au poinçonnement Apulo-Adriatique (Pavoni, 1961; Tapponnier, 1977).

2.2 Interprétations mécaniques

Nous avons vu dans les chapitres II.1 et II.2 que le régime tectonique tardi-alpin est relativement simple dans la zone cible, entre les massifs du Pelvoux, de l'Argentera et du Viso.

En l'absence de données chronologiques claires, et d'après l'analyse statistique des directions de contraintes correspondantes, les deux champs de contraintes extensif et décrochant sont à regrouper dans une *phase tectonique unique*, globalement transtensive, avec une évolution temporelle et/ou régionale du rapport entre composantes décrochante et extensive de la déformation. Nous verrons dans la troisième partie de ce mémoire que l'hypothèse d'une évolution

liée à des *oscillations* du régime tectonique entre ces deux états extrêmes est corroborée par l'analyse du régime sismotectonique.

Cette dernière phase tectonique alpine marque une *rupture nette avec la tectonique tertiaire* de la zone briançonnaise, au sud-est du Pelvoux, marquée par des phases compressives successives (cf. chapitre I.1).

L'évolution temporelle du régime tectonique est associée à une répartition régionale de la déformation, traduite par des couloirs essentiellement décrochants et des zones plus purement extensives : il y a *partitionnement* de la déformation à l'échelle régionale entre extension et décrochement, si l'on considère *globalement* la déformation cassante tardi-alpine.

Le rôle du front pennique dans l'extension tardive a été analysé dans le paragraphe 1 ci-dessus (rôle qui sera confirmé par l'analyse sismologique de la zone cible, cf. partie III). Nous avons montré que l'extension était particulièrement intense immédiatement à l'est de ce front. Cependant, la zone affectée par l'extension cassante tardive ne se limite pas aux abords immédiats du front pennique, mais s'étend dans toute la zone briançonnaise entre le Pelvoux et l'Argentera (cf. figure 2.32) et jusqu'aux abords nord de la nappe de Digne, en zone externe (Labaume *et al.*, 1989). Nous sommes donc en présence d'un phénomène *d'ampleur régionale*.

Les interprétations géodynamiques à l'échelle de l'arc alpin occidental seront discutées dans la partie V. Néanmoins, l'analyse tectonique et microtectonique présentée ici permet d'ores et déjà d'esquisser quelques conclusions sur la dynamique tardi-alpine :

Nous verrons dans la partie V que la composante décrochante de la déformation régionale est vraisemblablement liée au mouvement de rotation anti-horaire de l'Apulie par rapport à l'Europe. Cette composante décrochante dextre se retrouve tout au long des Alpes occidentales, depuis la faille du Simplon, jusqu'à la faille de Bersezio. Les mouvements dextres longitudinaux à l'arc alpin changent radicalement de direction, passant de N30 au nord des Alpes occidentales, à N130 dans la partie sud. La direction N30, à jeu sénestre dans l'avant-pays sud-alpin (*e.g.* faille de la moyenne Durance, faille des Cévennes), se retrouve donc dextre dans le nord de l'arc alpin.

Les phénomènes extensifs semblent se développer dans les zones internes depuis le Néogène (*e.g.* Cannic, 1996) jusqu'au Quaternaire. La région affectée par cette extension apparaît relativement étendue en arrière du front pennique crustal, depuis la faille du Simplon jusqu'au massif cristallin externe de l'Argentera, et dans les nappes de flyschs de l'Embrunais-Ubaye.

Cette extension tardi-alpine dont la chronologie reste mal contrainte se développe alors que la zone externe est affectée par un régime tectonique compressif (Grellet *et al.*, 1993).

La carte de la figure 2.39 présente une synthèse de ces différents éléments tectoniques. Le fond structural (en jaune) correspond à la carte des déformations plio-quaternaire de Grellet *et al.* (1993). Les résultats de Ménard (1988), de Labaume *et al.* (1989), de Cannic (1996), de Seward et Mancktelow (1994), de Aillères *et al.* (1995), de Mancktelow (1985) sont reportés par des figurés évidés. Ceux acquis dans cette partie de mon travail de thèse sont reportés par des figurés pleins.

L'extension dans les zones internes est décrite au nord pour le Néogène (sans plus de précision, figurés verts) alors que les données de fracturation au sud de l'arc relèveraient plutôt d'une tectonique plio-quaternaire (figurés bleus). La rotation anti-horaire de l'Apulie explique les décrochements dextres qui se développent parallèlement à l'axe de l'arc alpin depuis l'est de la faille du Simplon jusque dans l'Argentera. Par ailleurs, à plusieurs endroits, ces grands décrochements traversent le front pennique crustal et s'amortissent en zone externe (*e.g.* accident médian de Belledonne, faisceau de failles du Parpaillon, faille de l'Argentera).

Ces décrochements semblent être une caractéristique constante de la tectonique des Alpes occidentales depuis 20 Ma (Ménard, 1988). En revanche, l'extension des zones internes et le jeu du front pennique en faille normale semble débiter au nord (Seward et Mancktelow, 1994 ; Cannic, 1996) avec des déformations *ductiles* et se propager au cours du temps vers le sud jusque dans le Plio-Quaternaire dans un style de déformation *cassant* (Labaume *et al.*, 1989 ; Sue et Tricart, 1998). Le passage ductile → cassant est cependant très dépendant du niveau d'analyse structurale et de la lithologie.

Cette synthèse montre que l'extension tardi-alpine *cassante* des zones internes affecte durant le Plio-Quaternaire, une région assez étendue des Alpes sud-occidentales.

Elle peut être reliée au nord à des phénomènes extensifs *ductiles* attribués au Néogène (*i.e.* courant Miocène ou Pliocène). Cette extension se développe dans les zones internes et dans les nappes de flyschs de l'Embrunais-Ubaye alors que les chevauchements se propagent vers l'extérieur de la chaîne.

Nous sommes donc en présence d'une évolution dynamique majeure dans l'ensemble de l'arc interne des Alpes occidentales induisant un régime tectonique transtensif sur plus de 300 km.

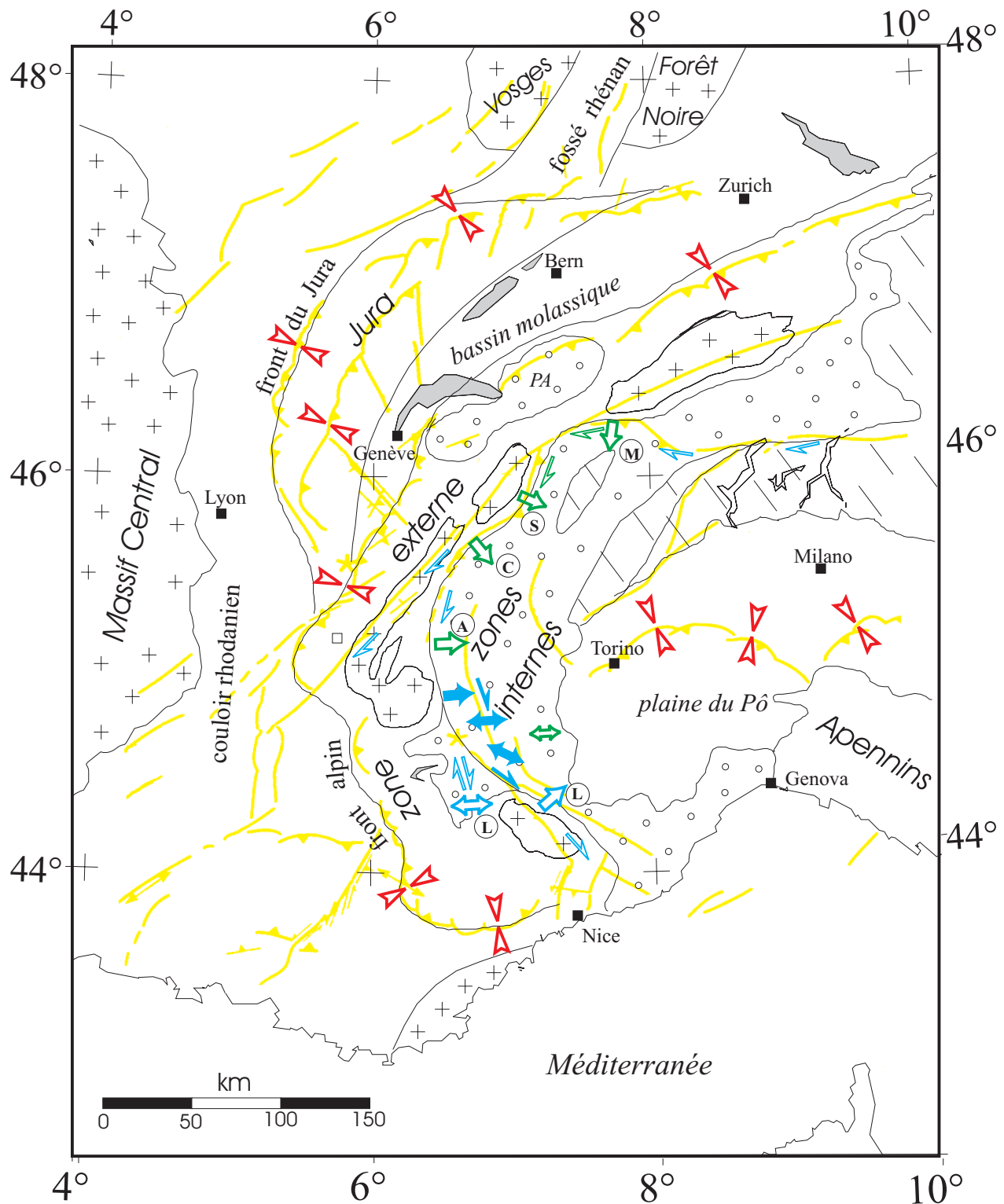


Figure 2.39 - Schéma tectonique synthétique des Alpes occidentales pour les déformations “récentes” (en vert : néogènes; en bleu : plio-quaternaires). L’extension des zones internes et des nappes de flyschs affecte une région de 300 km le long de l’arc alpin occidental. En jaune : fond structural des déformations plio-quaternaires d’après Grellet *et al.* (1993) ; en vert : extension ductile néogène ; en bleu : extension cassante plio-quaternaire ; en rouge : raccourcissements sur les chevauchements plio-quaternaires (d’après la carte de Grellet *et al.*, 1993) ; symboles évidés : d’après Labaume *et al.* (1989), (L); Aillères *et al.* (1995), (A); Cannic *et al.* (1995), (C); Seward et Mancktelow (1994), (S); Mancktelow (1985), (M). Décrochements dextres le long de l’arc d’après Ménard (1988). Les résultats du chapitre II.2 sont symbolisés par les flèches pleines.



TROISIEME PARTIE

***Cinématique et champ de contraintes actuels de l'arc alpin occidental :
approche sismotectonique***

Page précédente - Le clocher du village de Serenne, en Haute Ubaye, décalé lors du séisme de 1959 (voir figure 2.26).

Cette troisième partie est consacrée à l'analyse sismotectonique des zones internes de l'arc alpin occidental. Ce travail a commencé par une analyse des données Sismalp (1988-1995) dans la zone d'étude structurale (zone cible). Par la suite, les résultats particulièrement intéressants obtenus dans cette région m'ont conduit à étendre l'analyse sismotectonique au nord de la zone briançonnaise et à la zone piémontaise, i.e. peu ou prou à l'ensemble des zones internes. Ce faisant, les données du réseau Sismalp 1996 puis 1997 ont été intégrées au fur et à mesure de l'avancement de cette étude, donnant finalement une image sismotectonique des Alpes occidentales internes au cours des dix dernières années.

Durant la dernière année de mon travail de thèse j'ai cherché à déterminer l'état de contrainte de l'arc alpin dans son ensemble, en inversant les solutions focales calculées auparavant.

Dans le même temps, j'ai participé à la campagne sismologique du programme GéoFrance3D (août 1996 – janvier 1997) dirigée par J. Fréchet, depuis la recherche de sites pour les stations sismiques, jusqu'aux traitements et dépouillement des données, et à leur exploitation, en passant par l'installation

du réseau et sa maintenance. Cette campagne a fourni une quantité de données très importante qui nous a permis de préciser l'image sismotectonique du sud des Alpes occidentales. Les données de cette campagne d'acquisition ont aussi permis de calculer un modèle de vitesse en 3 dimensions de cette région (Paul et al. 1998), que nous avons utilisé pour relocaliser les événements sismiques.

Etant donné les nombreuses facettes de mon travail de thèse, et l'aspect « chronophage » du traitement et de l'analyse des données sismologiques, j'ai essayé de concentrer mon travail sur l'analyse sismotectonique et la recherche du régime de contraintes associé. Je me suis donc intéressé principalement aux problèmes de localisation des événements, aux calculs des solutions focales, et à leur inversion. Je n'ai pas effectué de synthèse bibliographique des solutions focales proposées par les auteurs précédents, travaillant uniquement sur les bases de données Sismalp et GéoFrance3D, qui ont le mérite d'être assez homogènes et de fournir des données de bonne qualité suffisamment nombreuses même pour des événements de faible magnitude, grâce à la densité des réseaux respectifs.

~

Chapitre III.1 – Introduction sur la sismotectonique de l'arc alpin occidental

1. Les travaux antérieurs

1.1. Sismicité historique

La sismicité historique des Alpes occidentales a été étudiée à l'origine par Rothé (1941, 1946, 1972). La figure 3.1 ci-dessous reproduit sa carte de sismicité historique, dans laquelle il définit déjà, en 1941, avec une certaine dose d'intuition (!), les « arcs sismiques » piémontais et briançonnais. Nous conserverons cette nomenclature d'« arcs sismiques » par la suite pour désigner les zones sismiques qui respectivement suivent la zone briançonnaise et recourent la partie est de la zone piémontaise.

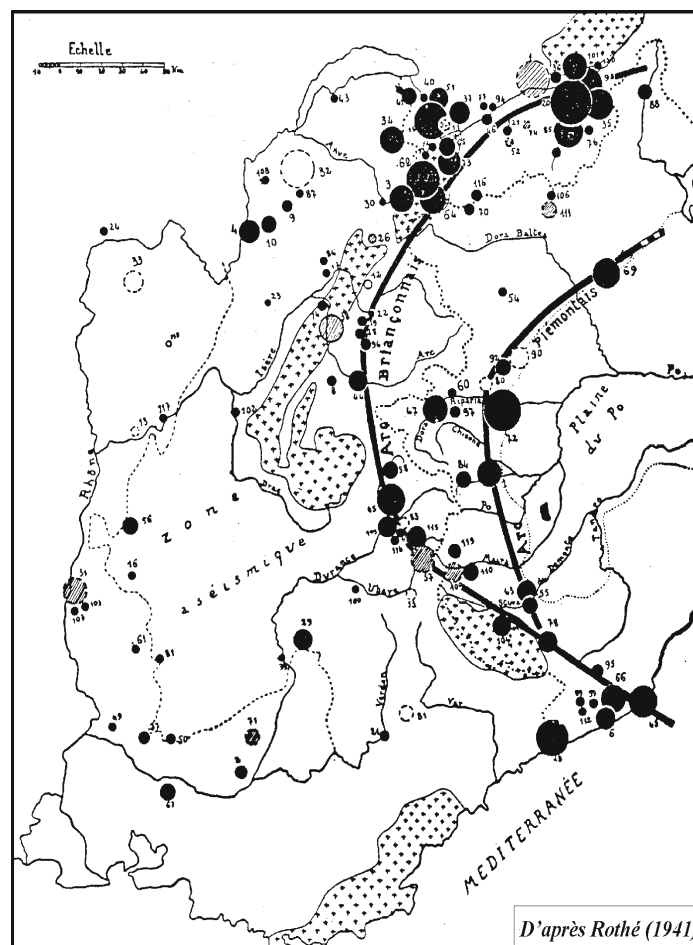


Figure 3.1 – Carte de sismicité historique des Alpes occidentales de Rothé (1941).

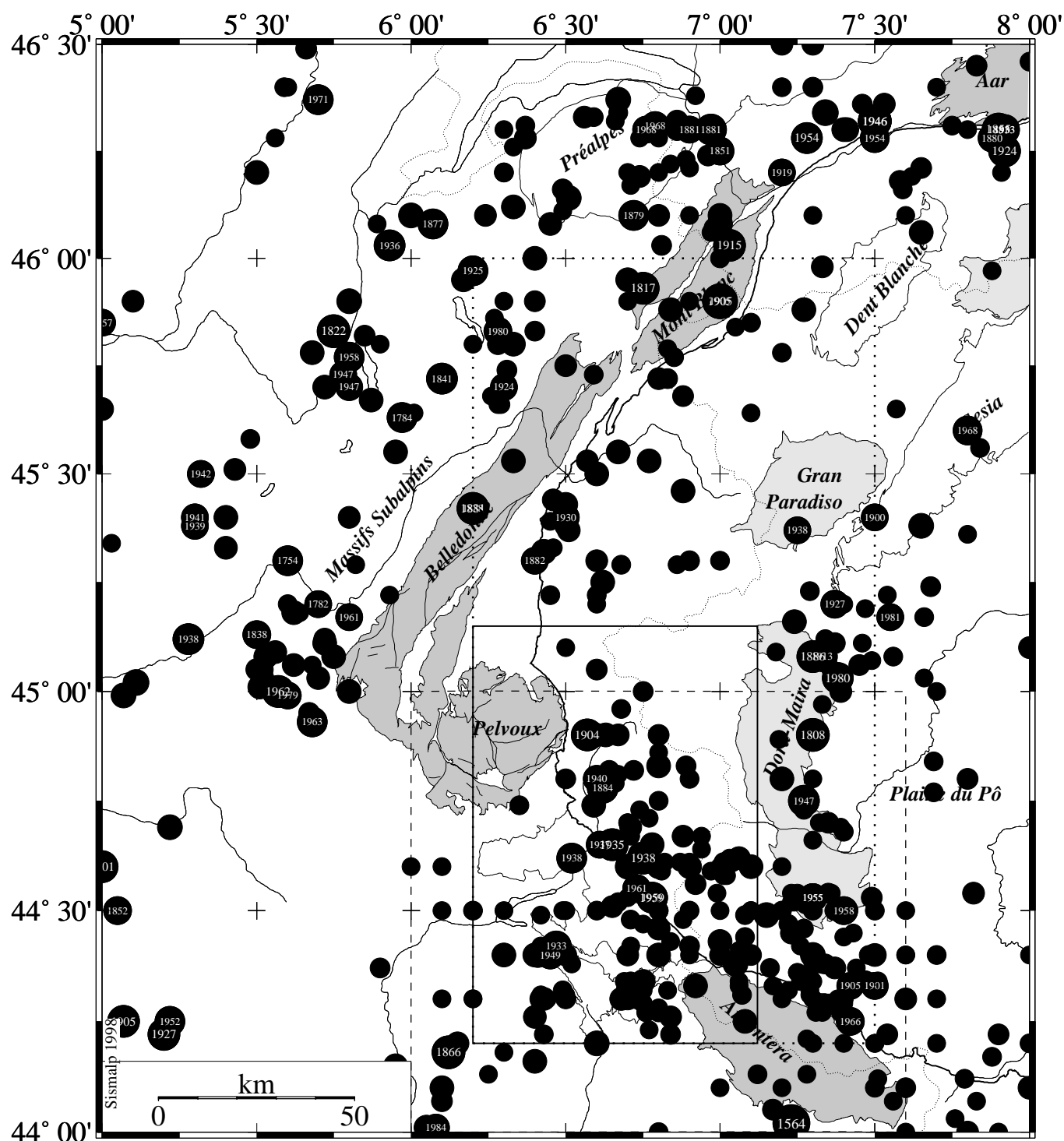


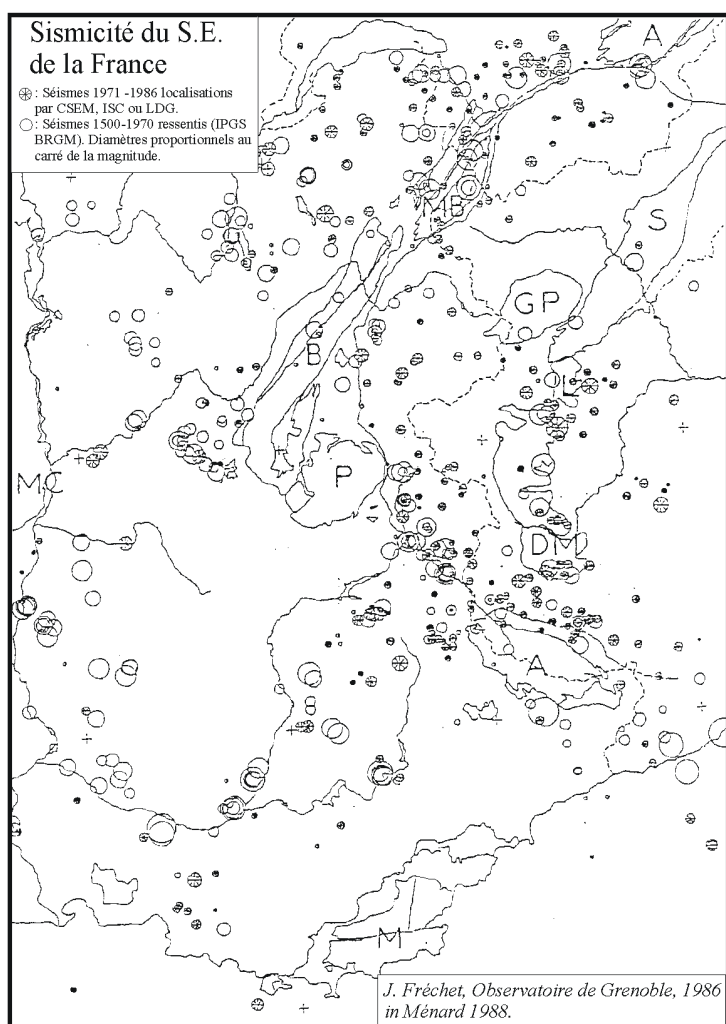
Figure 3.2 - Localisation des différentes zones étudiées sur fond de sismicité historique (d'après Fréchet et Thouvenot, 1995).

Cadre plein : zone cible (chapitre III-2) ; cadre pointillé : zone élargie étudiée dans le chapitre III-3 ; cadre tireté : zone Géofrance3D.

Par la suite, les travaux de Fréchet (1978) en particulier ont permis d'établir une base de données plus complète de la sismicité historique dans les Alpes. Fréchet et Thouvenot (1995) proposent une carte précise des épicentres macrosismiques des séismes ressentis de 1300 à nos jours.

La figure 3.2 localise les différents secteurs étudiés dans cette troisième partie par rapport à la sismicité historique (base de données : Fréchet et Thouvenot 1995). Seuls les principaux séismes historiques ont été reportés. Le cadre plein délimite la « zone cible » (chapitre III.2), étudiée d'un point de vue structural dans la partie II ; le cadre pointillé situe la zone d'analyse sismotectonique élargie à l'ensemble de la zone briançonnaise et à la zone piémontaise (chapitre III.3 §1 et 2) ; le cadre tireté représente la zone couverte par la campagne d'acquisition GéoFrance3D de 1996-1997 (chapitre III.3 §3).

Les cartes de sismicité historique fournissent des renseignements plus ou moins fiables sur la sismicité des quelques siècles passés, permettant de définir des zones *historiquement actives*. Elles sont basées sur l'étude de documents permettant de tracer les isoséistes et d'évaluer les intensités MSK des événements (Vogt, 1979 ; Lambert, 1997). Ces cartes sont par conséquent biaisées par la répartition de la population, les zones dépeuplées ayant tendance à rester relativement « calmes ». Ainsi, l'arc sismique piémontais, à l'aplomb de Dora-Maira, ne ressort que modérément des cartes de sismicité historique. Nous verrons en fait que cette région est l'une des plus actives des Alpes occidentales.



1.2. Sismicité instrumentale

Le développement de la sismicité instrumentale dans les Alpes, en particulier depuis la fin des années soixante-dix, a permis d'une part d'établir des cartes de sismicité de plus en plus précises et complètes, d'autre part d'accéder au comportement tectonique actuel de la chaîne alpine (e.g. Scheidegger, 1966 ; Ahorner et al., 1972).

La figure 3.3 ci-contre montre l'état des connaissances en matière de sismicité alpine historique et instrumentale en 1986 (Fréchet, 1986, in Ménard, 1988). Les arcs sismiques piémontais et briançonnais commencent à se dessiner plus précisément, tout du moins dans leurs parties sud, soulignés en particulier par une sismicité modérée qui ne se retrouve pas dans les cartes de sismicité historique.

Figure 3.3 – Sismicité historique et instrumentale des Alpes occidentales (Ménard, 1988).

D'un point de vue tectonique, le développement de la sismologie alpine a permis de calculer de nombreux mécanismes aux foyers, dégagant au fur et à mesure des tendances tectoniques régionales assez cohérentes (*e.g.* Ahorner, 1972 ; Fréchet, 1978 ; Pavoni, 1986 ; Ménard, 1988), bien que certaines zones restent difficiles à interpréter (Maddedu 1997). En général, les synthèses sismotectoniques effectuées à grande échelle sur les séismes principaux amènent à une image cohérente de la sismicité alpine, et donc du fonctionnement actuel de la chaîne.

Ainsi, Ahorner (1972) présente une carte des axes *P* des mécanismes au foyer dans l'ensemble de la chaîne (reproduite figure 3.4 ci-dessous).

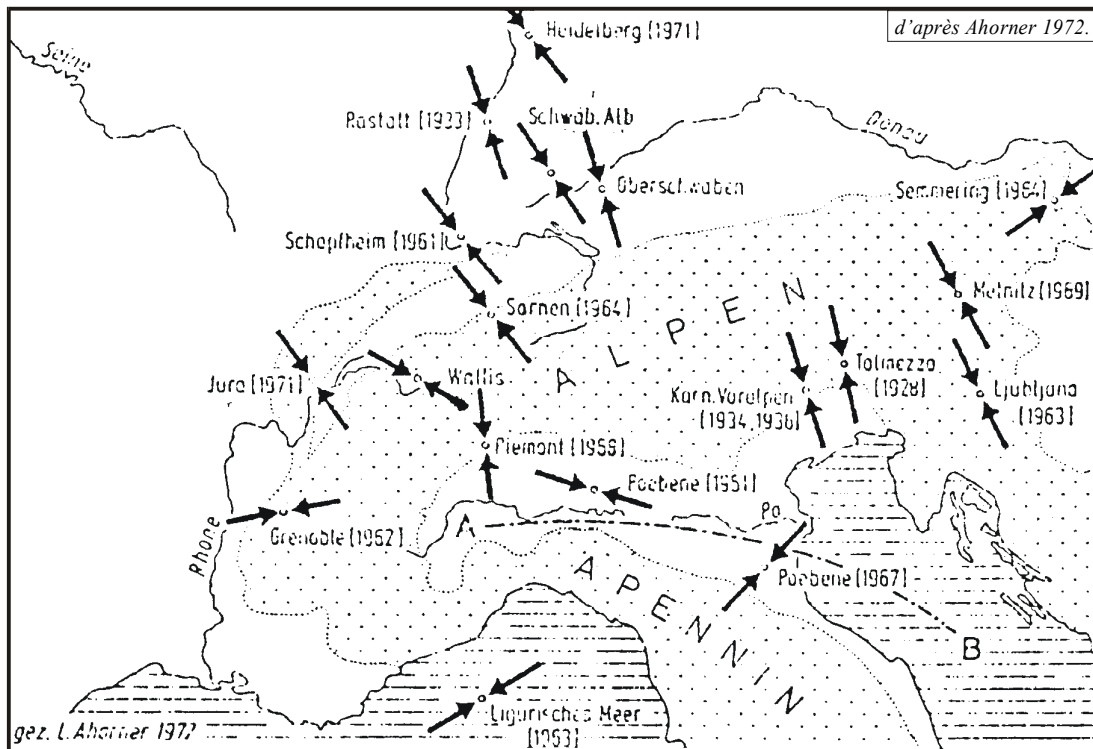


Figure 3.4 - Carte des axes *P* des solutions focales dans les Alpes d'après Ahorner (1972).

Cette carte montre des directions d'axe *P* assez cohérentes, globalement NNW-SSE, qui semblent directement liées à la collision continentale Europe-Apulie. Des Alpes orientales au Jura, cette direction d'axe *P* garde la même orientation. Nous parlerons de « compression », par abus de langage, les axes *P* et *T* des mécanismes aux foyers ne représentant pas les directions de contraintes maximales et minimales, mais seulement les bissectrices des dièdres contenant ces contraintes.

Par contre, au voisinage des Apennins et de l'arc alpin occidental, les axes *P* sont distribués en éventail, radialement à la chaîne. Cette perturbation du champ de contraintes dans les régions arquées de la chaîne alpine s'explique dans les modèles de poinçonnement par des directions de raccourcissement radiales au poinçon (Pavoni, 1961 ; Tapponnier, 1977).

Bien que cette carte ne représente que les axes *P*, il faut noter que les mécanismes aux foyers associés sont souvent des *mécanismes décrochants* (Ahorner, 1972 ; Ménard, 1988). Il faudrait donc en toute rigueur représenter les axes *T* au même titre que les axes *P*... En pratique, une attention

particulière est souvent apportée aux axes P dans les études sismotectoniques sur les Alpes, masquant les parts décrochantes et *a fortiori* extensives de la déformation.

L'aspect radial des directions de compression dans les Alpes occidentales qui restait assez « intuitif » dans la carte d'Ahorner (1972), ressort clairement des travaux spécifiquement centrés sur l'arc alpin occidental.

La figure 3.5 ci-contre, d'après Pavoni (1986), illustre ce champ de compression radial les axes P se superposant aux structures compressives tertiaires (plis et chevauchements). Les mécanismes au foyer utilisés pour cette synthèse sont ceux de Bossolasco *et al.* (1974), Fréchet (1978) et Pavoni (1980). Une cohérence relativement bonne ressort de la comparaison entre les directions de compression actuelle et les directions de raccourcissement tertiaires déduites des analyses tectoniques (plis et chevauchements). Notons ici aussi que les axes P reportés correspondent *pro parte* à des mécanismes décrochants. Cette carte reste donc difficile à interpréter telle quelle en terme de régime tectonique.

En particulier, nous verrons que la zone entre le Pelvoux et l'Argentera est le lieu d'une tectonique transtensive (Fréchet et Pavoni, 1979 ; figure 3.6 et chapitre III.2 ci-après) qui n'apparaît pas sur cette carte.

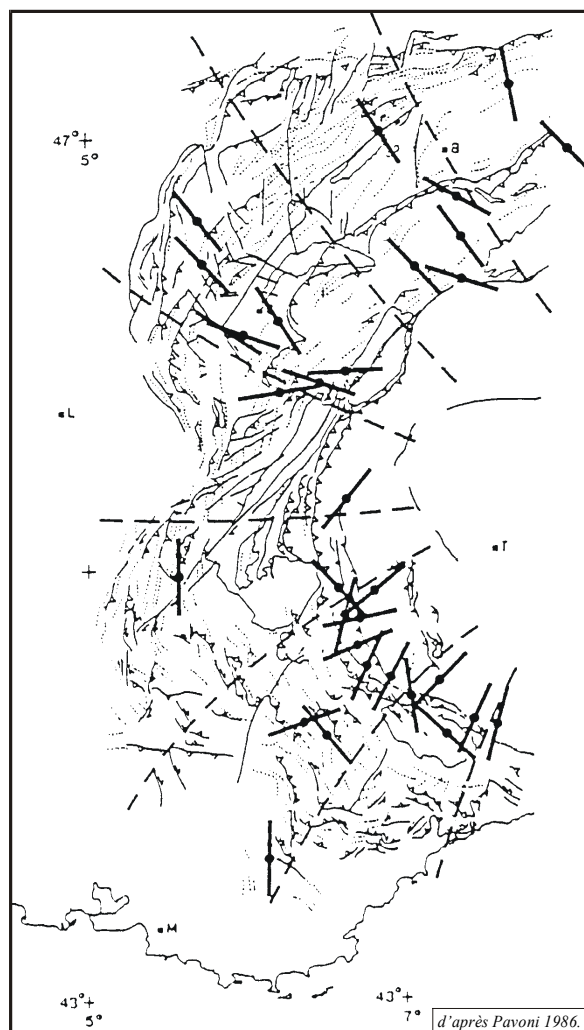


Figure 3.5 – Carte des axes P des mécanismes au foyer dans les Alpes occidentales d'après Pavoni (1986). Les directions de compression radiales à l'arc alpin déduites de ces mécanismes sont compatibles avec les marqueurs structuraux de la déformation tertiaire (plis en pointillés et chevauchements). Les tirets représentent les directions de raccourcissement maximum.

Nous avons vu avec ces quelques exemples que les premières études sismotectoniques sur les Alpes et en particulier sur les Alpes occidentales montrent surtout des directions de compression en éventail, suggérant que la collision Europe-Apulie est toujours active actuellement. De fait, ces

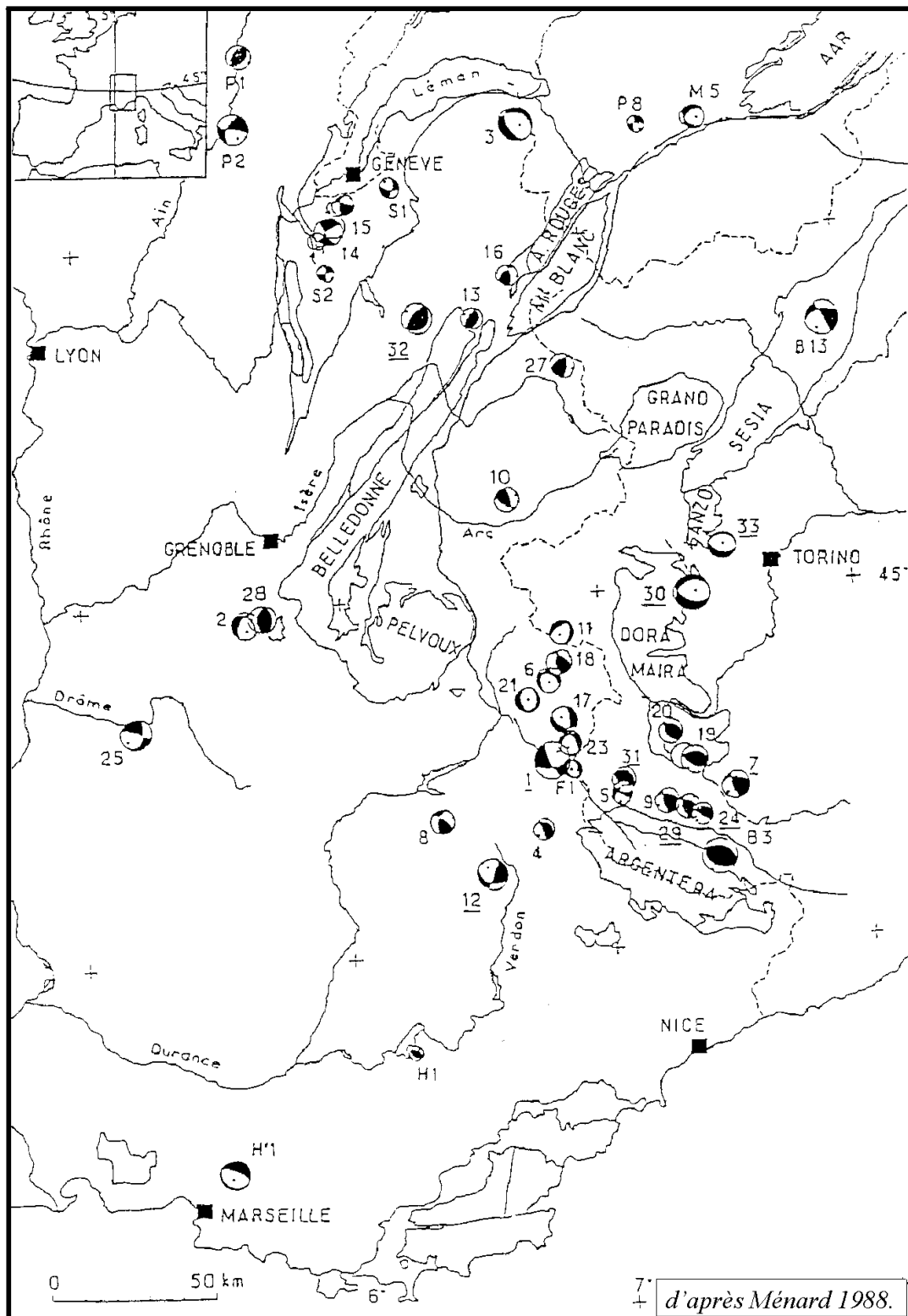


Figure 3.6 - Carte sismotectonique des Alpes occidentales (travaux de Ménard et Fréchet, *in* Ménard, 1988).

données sont incomplètes et limitées par le nombre et la qualité des enregistrements sismologiques disponibles à la fin des années soixante-dix et dans les années quatre-vingt.

La tectonique alpine actuelle apparaît de plus en plus compliquée au fur et à mesure que se développent les études plus précises sur la sismicité alpine. Ainsi, les travaux de Fréchet (1978) puis de Fréchet et Pavoni (1979) sur des campagnes de microsismicité dans les Alpes sud-occidentales font ressortir des zones atypiques dans le schéma tectonique associé à la collision Europe-Apulie. Le calcul des mécanismes focaux par Fréchet (1978, mécanismes composites) puis Fréchet et Pavoni (1979) dans la région de Guillestre et de l'Ubaye montre que cette zone subit actuellement un régime tectonique extensif à décrochant, avec des décrochements dextres selon la direction longitudinale à l'arc alpin, *i.e.* selon le système de failles Durance-Serenne-Bersezio (cf. partie II). Ce type de comportement est difficile à interpréter en terme de collision continentale simple. Les explications mises en avant par Fréchet et Pavoni (1979) relient l'extension observée dans cette région à des phénomènes locaux.

Ménard (1988) propose une synthèse sismotectonique des Alpes occidentales, reproduite figure 3.6. Il conclut que l'arc alpin subit actuellement « un régime tectonique complexe impliquant des mécanismes de déformation variés ». Ce régime tranche avec la tectonique récente « simple » de l'avant-pays (Philip, 1980 ; Bergerat, 1987). La figure 3.6 illustre cette complexité : les trois types de solutions focales, inverses, normales et décrochantes se retrouvent tout au long de l'arc alpin ! Notez que la région entre le Pelvoux et l'Argentera comprend plusieurs mécanismes en failles normales. Il convient cependant de rester prudent dans l'interprétation de telles cartes sismotectoniques, datant d'une dizaine d'années, étant donné le faible nombre de stations sismologiques disponibles à l'époque pour établir des mécanismes fiables.

D'un point de vue historique, nous avons vu que la sismicité alpine se concentre principalement dans certaines zones (« arcs sismiques »), avec cependant quelques zones actives en dehors de ces arcs (*e.g.* avant-pays savoyard).

Les premières études sismotectoniques ont montré que les directions actuelles de compression sont compatibles, « au premier ordre », avec les directions de raccourcissement déduites de la géologie structurale, montrant une distribution globalement en éventail des axes *P*. Il apparaît aussi que certaines zones, telles que la partie sud de l'arc sismique briançonnais ont un comportement atypique, caractérisé par des mécanismes focaux en extension.

2. Présentation de la base de données

2.1. Le réseau Sismalp

Les données du réseau Sismalp sont à la base de la partie sismologique de mon travail de thèse. Ce réseau de balises sismiques téléphoniques de l'Observatoire de Grenoble comprend actuellement 44 stations réparties sur l'ensemble des Alpes françaises. Il a été conçu et installé à la fin des années quatre-vingt par F. Thouvenot et J. Fréchet au LGIT (Observatoire de Grenoble). Les caractéristiques techniques de ce système sont décrites par Thouvenot *et al.* (1990), Thouvenot (1996). Ce réseau est assez dense sur la partie française des Alpes occidentales et permet d'étudier la sismicité de l'arc briançonnais et de la zone externe de façon très satisfaisante (localisations précises avec des incertitudes horizontales et verticales de l'ordre du kilomètre et solutions focales fiables).

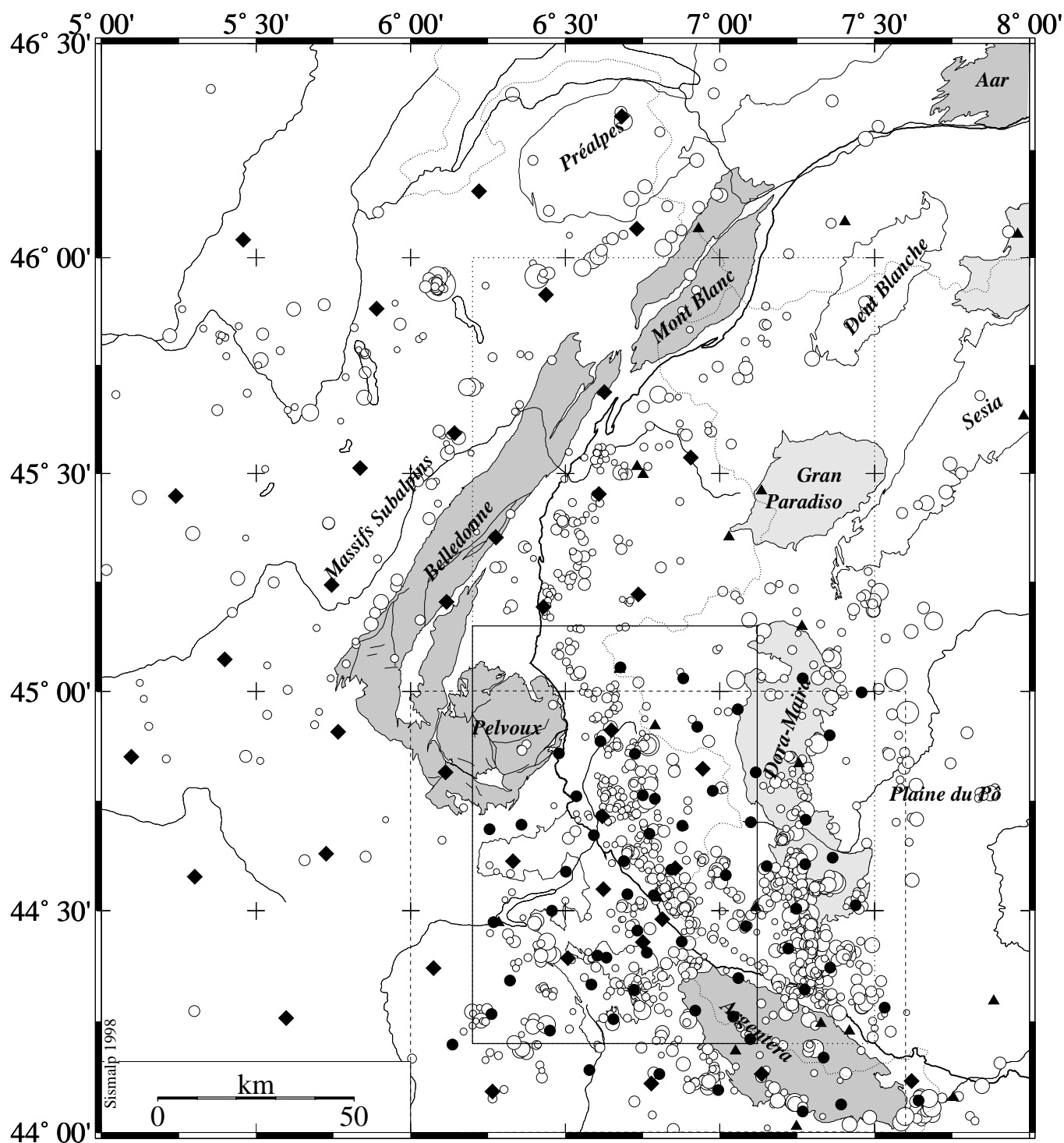


Figure 3.7 - Localisation des réseaux Sismalp (losanges noirs), IGG (triangles noirs) et GéoFrance3D (disques noirs) dans l'arc alpin occidental, sur fond de sismicité instrumentale (Sismalp). Cadre plein : zone cible (chapitre III-2) ; cadre pointillé : zone élargie étudiée dans le chapitre III-3 ; cadre tireté : zone GéoFrance3D.

La figure 3.7 présente la répartition des stations *Sismalp* (losanges noirs) sur un fond de sismicité instrumentale (données *Sismalp* de 1988 à 1997, localisations de routine). Sur la même figure sont reportés les 15 stations du réseau permanent de l'Institut de Géophysique de Gênes (*IGG*, triangles noirs, cf. §2.2 ci-après) et les 70 stations du réseau temporaire installé durant la campagne *GéoFrance3D* (disques noirs, cf. §2.3).

Le réseau *Sismalp* a commencé à être installé fin 1988, mais il n'est pleinement opérationnel que depuis 1994. J'ai utilisé tout d'abord les données *Sismalp* de 1989 à 1995, avant d'intégrer au fur et à mesure les données de 1996 et de 1997.

Les données *Sismalp* sont dépouillées quotidiennement à l'Observatoire de Grenoble, puis regroupées dans des fichiers contenant les temps d'arrivées au format HYPO71 (Lee et Lahr, 1975). A partir de ces fichiers et d'une première localisation, les temps d'arrivées concernant les différentes régions étudiées ont été extraits (programme TRIHYPO) afin de travailler sur une base de données locale. Trois zones ont été distinguées pour des raisons pratiques (évolution du sujet au cours du temps...) :

- ☞ **L'arc briançonnais sud** : longitudes comprises entre 6°12'E et 7°12'E et latitudes comprises entre 44°12'N et 45°12'N, ce qui correspond peu ou prou à la zone « cible » de la partie II.
- ☞ **L'arc briançonnais nord** : longitudes comprises entre 6°12'E et 7°12'E et latitudes comprises entre 45°12'N et 46°N.
- ☞ **L'arc piémontais** : longitudes comprises entre 7°12'E et 7°30'E et latitudes comprises entre 44°12'N et 46°N.

Le premier travail effectué sur cette base de données a consisté à rechercher et à améliorer les résidus quadratiques moyens (rms) élevés, en particulier pour quelques séismes importants. Ils correspondaient en général à des séismes très proches dans le temps (quelques secondes) qui avaient été regroupés.

L'amélioration des localisations dans la zone cible à partir de cette base de données « nettoyée », ainsi que le calcul des solutions focales pour lesquelles chaque sens de déviation a été vérifié, font l'objet des chapitres III-2 (zone cible) et III-3.

2.2. L'apport des données italiennes

Les données de l'Institut de Géodésie et de Géophysique de Gênes (*IGG*) sont intégrées dans la base de données *Sismalp*, ce qui permet de contraindre la sismicité de l'arc piémontais en particulier, et d'améliorer les localisations et les solutions focales calculées. J'ai été accueilli au laboratoire de Gênes quelques jours pour pouvoir relire des sens de déviation et améliorer le calcul des solutions focales présentées dans cette partie (contrôle de sens de déviation, lecture de nouveaux sens de déviation).

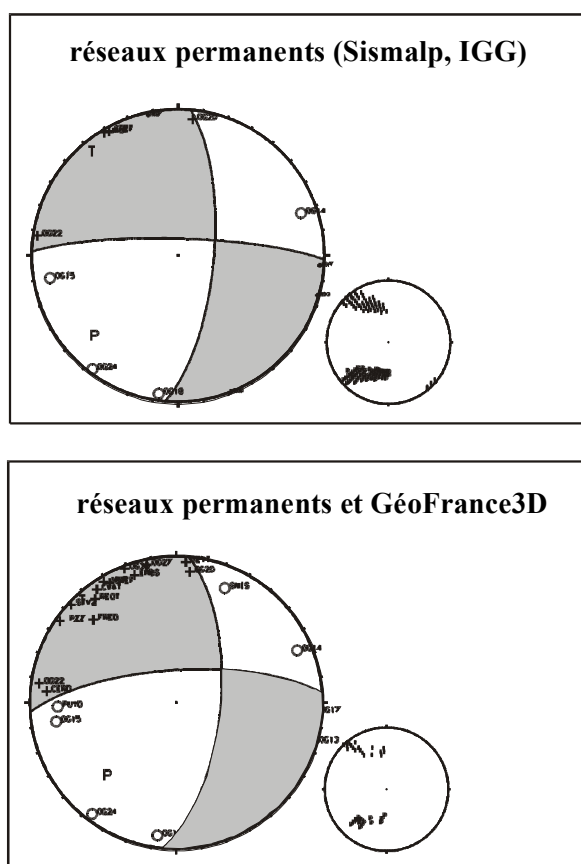
La collaboration entre l'Observatoire de Grenoble et l'*IGG* est un facteur déterminant dans la qualité de ce travail en particulier et de toute analyse de la sismicité alpine en général, les dispositions respectives des deux réseaux couvrant l'ensemble des zones actives des Alpes occidentales (voir figure 3.7).

2.3. Les données de la campagne d'acquisition GéoFrance3D

La campagne d'acquisition microsismique du programme GéoFrance3D (Fréchet *et al.* 1998) a permis de répartir dans le sud des Alpes occidentales 73 stations sismiques, pendant 5 mois, d'août 1996 à janvier 1997 (disques noirs sur la figure 3.7). Cette campagne d'acquisition dirigée par J. Fréchet au LGIT, s'est effectuée en collaboration avec le laboratoire « Géosciences Azur » de Nice et l'IGG. Le traitement des données et leur dépouillement nous ont demandé plusieurs mois de travail du fait de la quantité de données acquises et des multiples formats utilisés (différents types de stations sismiques).

J'ai eu l'occasion de participer à l'ensemble de la campagne : recherche de sites, mise en place, maintenance et démontage du réseau (sous... des monceaux de neige à partir de novembre !), traitements des données (nombreux problèmes de formats nécessitant l'écriture de filtres de conversion, etc.), dépouillement (lecture des temps d'arrivées)...

Plus particulièrement intéressé par l'aspect sismotectonique de ce travail, je me suis ensuite concentré sur la lecture des sens de déviation des événements détectés dans la partie nord du réseau (au nord de $44^{\circ}12'N$ de latitude), et ce par un nombre suffisant de stations pour espérer fournir un mécanisme au foyer fiable. Une quarantaine de solutions focales ont ainsi pu être calculées, surtout dans l'arc sismique piémontais, particulièrement actif durant la campagne d'acquisition (Sue *et al.*, 1998a ; cf. le §3 du chapitre III-3).



Ce réseau temporaire hyper-dense (distance entre stations d'environ 10 km) a en fait permis de calculer des solutions focales pour des événements de très faible magnitude (jusqu'à la magnitude 1), alors que les réseaux permanents ne permettent en général de calculer les mécanismes au foyer qu'à partir de la magnitude 2 environ.

Figure 3.8 – Comparaison de solutions focales calculées pour le même séisme avec et sans les données du réseau temporaire GéoFrance3D (quadrants gris : compression ; quadrants blancs : dilatation).

Pour les événements plus importants, les données GéoFrance3D ont aussi permis d'améliorer la qualité des solutions focales fournies. La figure 3.8 illustre ces améliorations avec un

exemple de mécanisme calculé avec les données des réseaux permanents (en haut) et avec les données des réseaux permanents et du réseau GéoFrance3D (en bas). Ce dernier est bien mieux contraint que le mécanisme initial. Dans ce cas précis, il faut tout de même noter la stabilité de la solution calculée.

En fait, la principale amélioration apportée par ce réseau temporaire en terme de sismotectonique concerne le nombre de solutions focales calculées. L'histogramme de la figure 3.9 montre que la campagne microsismique GéoFrance3D a permis de multiplier par plus de trois le nombre de solutions focales calculées en 1996 par rapport aux autres années. Une douzaine de solutions focales sont calculées en moyenne par an depuis 1993 (installation presque complète du réseau Sismalp), alors que 42 mécanismes aux foyers ont pu être calculés durant les 5 mois d'enregistrement du réseau temporaire GéoFrance3D.

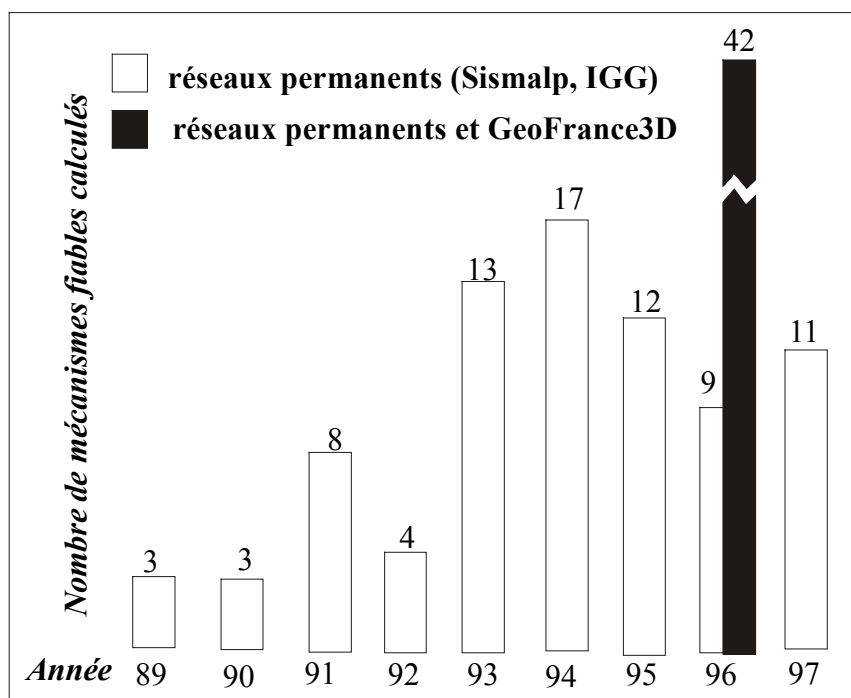


Figure 3.9 – Histogramme du nombre annuel de mécanismes au foyer fiables calculés avec les données des réseaux permanents, et avec le réseau temporaire GéoFrance3D d'août 1996 à décembre 1996.

2.4. Exemples de signaux sismiques

La figure 3.10 est un exemple de séisme local enregistré le 2 septembre 1996 par les réseaux Sismalp, IGG et GéoFrance3D. Ce séisme est localisé au sud de l'arc piémontais. Cette figure permet de comparer le nombre de signaux et l'importance relative de chaque réseau :

- ☞ Sismalp : stations de JAUFZ à SSBZ (les suffixes en Z, E, N font référence aux composantes verticale, E-W et N-S des stations trois composantes).
- ☞ IGG : stations de MONEZ à ORXZ.
- ☞ GéoFrance3D : stations de VALDZ à BOSRE.

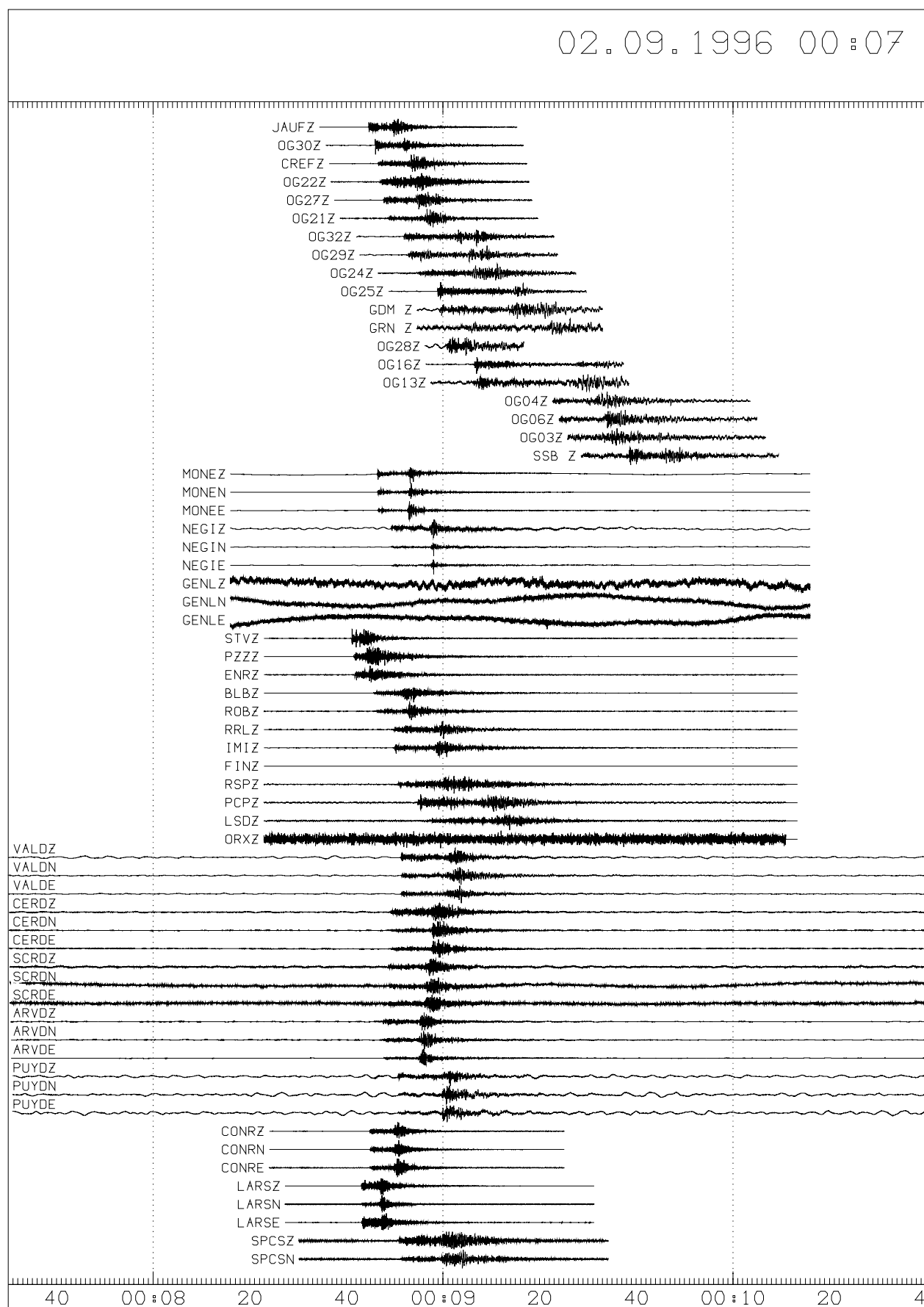
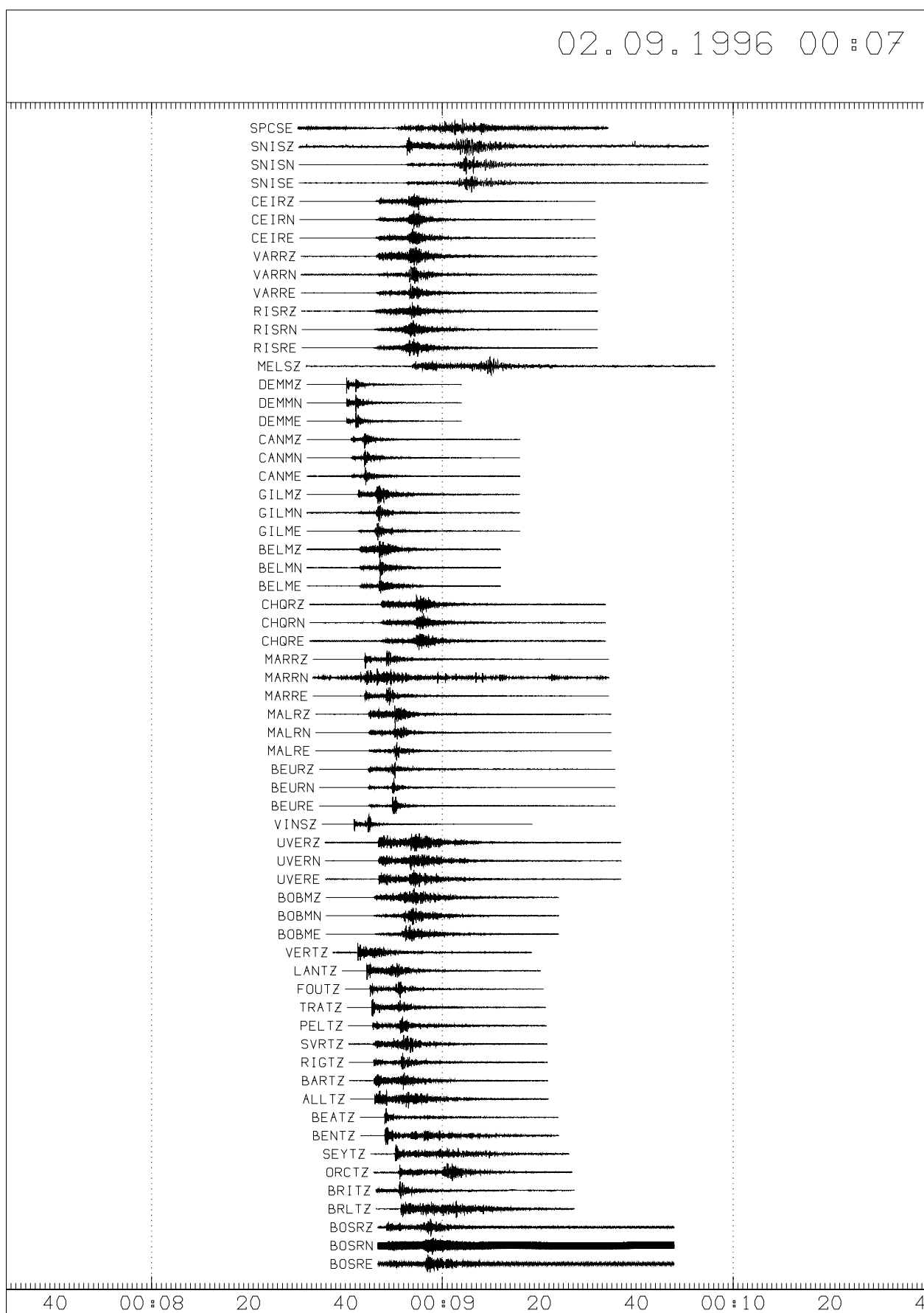


Figure 3.10 - Exemple de séisme enregistré pendant la campagne d'acquisition GéoFrance3D



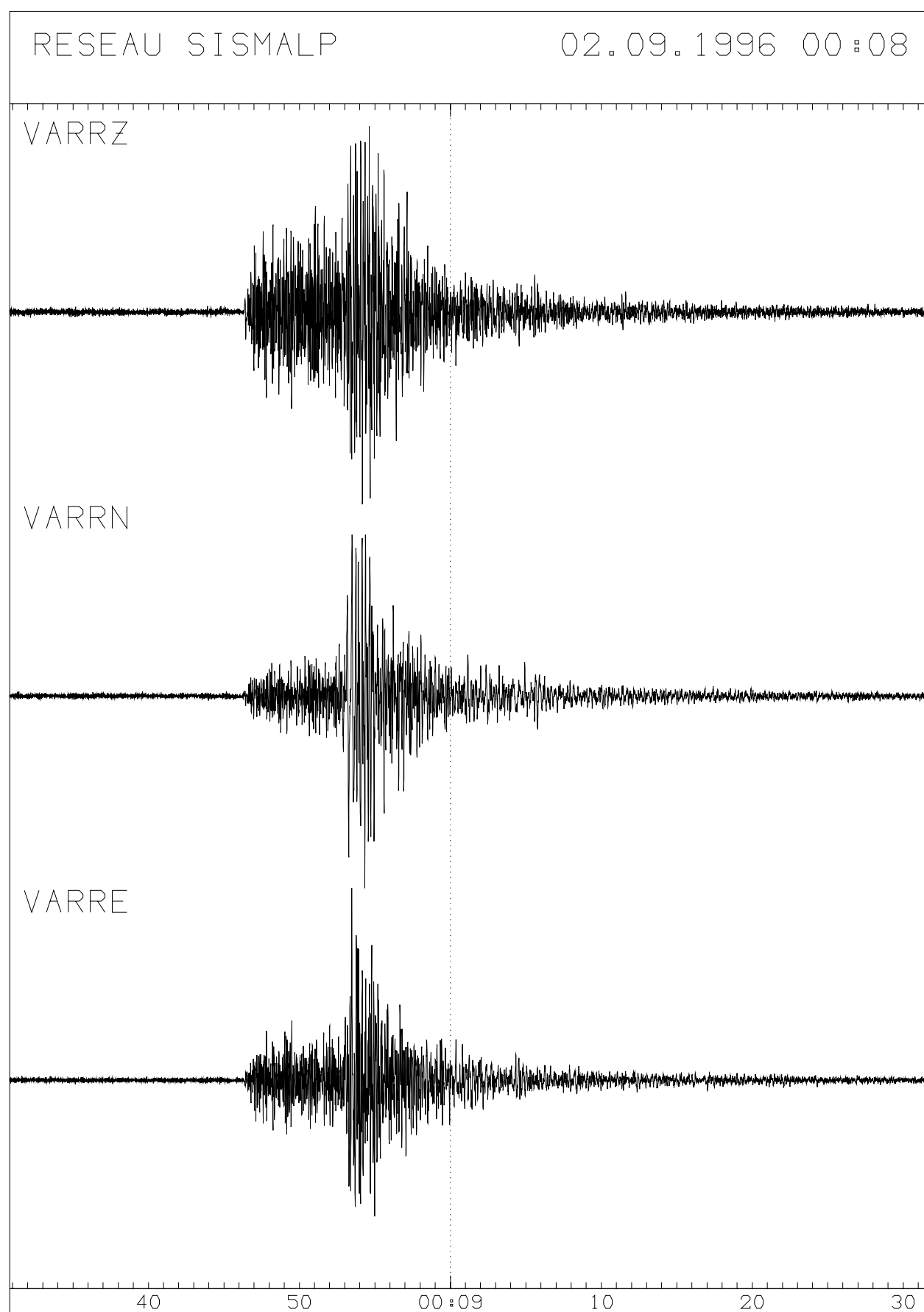


Figure 3.11 - Sismogrammes enregistrés à la station VARR lors du séisme de la figure 3.10. Les arrivées des ondes Pg, Sg, et le sens de déviation du premier mouvement sont assez nets.

La figure 3.11 présente les traces de la station trois composantes VARR du col de Vars (station REFTEK) pour le même séisme. On observe nettement sur ces sismogrammes l'arrivée de l'onde P_g , le sens de déviation vers le haut sur la composante verticale (compression), et l'arrivée de l'onde S_g .

2.5. Le problème de la sismicité artificielle

La base de données Sismalp « brute » est polluée par la sismicité dite « artificielle » ou encore « anthropogénique », qui correspond principalement aux tirs de carrières et de mines et à la sismicité induite par les exploitations minières. Un certain nombre d'essaims anthropogéniques se retrouvent sur les cartes de sismicité Sismalp dans les régions de Grenoble, de la vallée du Rhône, du Bugey, de Gardanne, etc. Thouvenot (1996) discute des différentes familles anthropogéniques, et propose une méthode de reconnaissance de ces événements artificiels sur des critères d'intercorrélation des sismogrammes avec des « traces types » pour chaque région, voire chaque carrière et mine.

Sans aller aussi loin dans cette analyse, le moyen le plus simple et le plus rapide de mettre en évidence cette sismicité artificielle dans une base de donnée est de tracer les histogrammes quotidiens et hebdomadaires, l'activité anthropogénique ayant lieu principalement en semaine et pendant la journée (entre 8h et 18h).

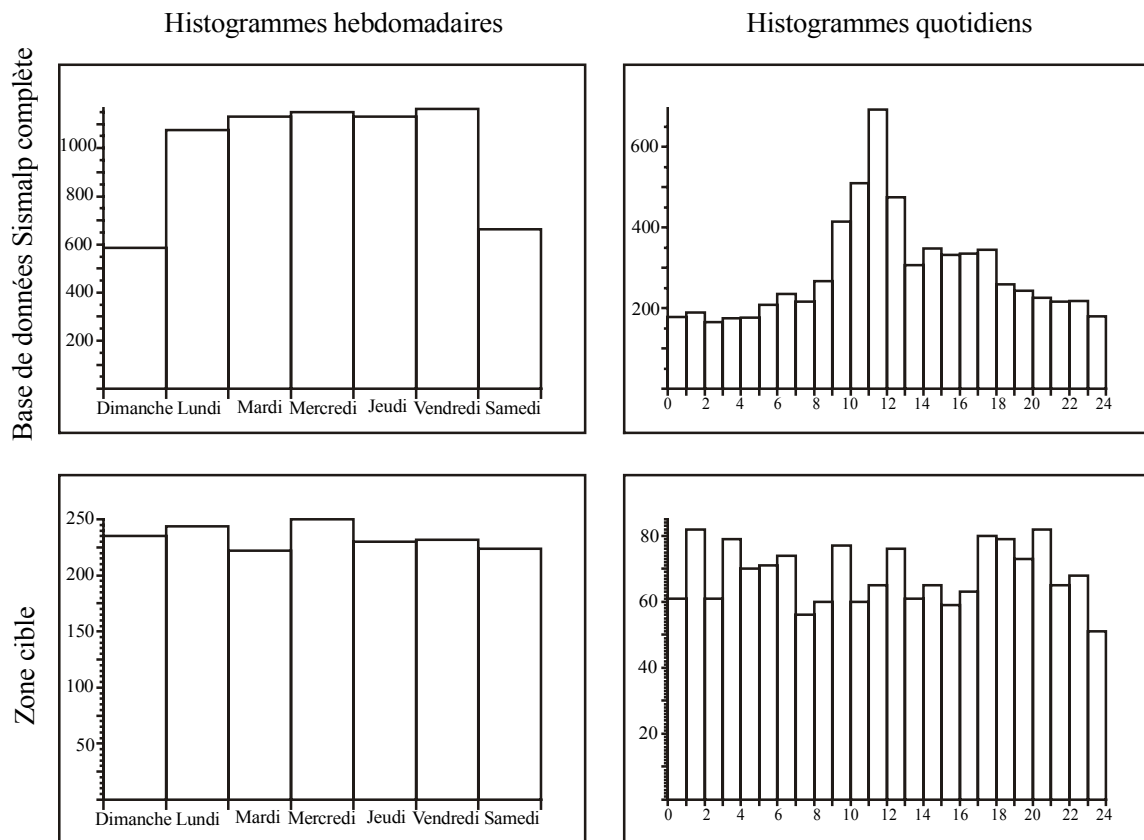


Figure 3.12 – Histogrammes quotidiens et hebdomadaires pour la base de données Sismalp non triée (en haut) et pour la base de données de la zone cible (en bas).

Avant de procéder à des traitements « lourds » sur la base de données constituée avec les événements de la zone cible, il m'a semblé judicieux de comparer les histogrammes quotidiens et hebdomadaires de cette base de données et de l'ensemble de la base de données Sismalp, non triée de la sismicité artificielle (figure 3.12).

La pollution anthropogénique de la base de données Sismalp globale apparaît clairement avec un surcroît d'activité sismique durant la semaine et un pic important entre 8h et 18h (heure légale). Par contre, l'activité sismique artificielle ne ressort pas des histogrammes concernant la base de données de la zone cible.

Sans prétendre qu'elle soit exempte de tout signal artificiel (l'activité des petites carrières de St.-Crépin et de Guillestre doit parfois être détectée par le réseau Sismalp) il apparaît qu'ils sont marginaux par rapport à l'activité naturelle de cette région. Par conséquent, la base de données de la zone cible n'a pas fait l'objet de traitements visant à éliminer la sismicité artificielle.

Nous utiliserons par la suite cette base de données complète, regroupant les données des réseaux Sismalp et IGG, et permettant de mener une étude précise de la sismicité de l'arc briançonnais dans un premier temps (chapitre III.2), puis de l'ensemble des zones internes des Alpes occidentales (chapitre III.3).

L'analyse sismotectonique des données GéoFrance3D sera développée dans le §3 du chapitre III.3.

Le nombre et la qualité des solutions focales que nous avons calculées au cours de ce travail ont permis de réaliser plusieurs inversions de ces mécanismes de bonne qualité, et de tracer ainsi une carte du champ de contraintes actuel de l'arc alpin occidental (chapitre III.4).

Chapitre III.2 – Sismotectonique de la zone cible : quelles relations avec la tectonique tardi-alpine ?

Ce chapitre regroupe l'ensemble du travail effectué sur les localisations des séismes et sur le calcul des solutions focales dans la zone cible, qui a servi de zone test pour les diverses méthodes utilisées. Le travail sur les données est clairement séparé des interprétations tectoniques. Les paragraphes 1 et 2 détaillent respectivement

les différentes améliorations que nous avons apportées aux localisations des événements sismiques, et les calculs des solutions focales, alors que le paragraphe 3 est consacré aux interprétations sismotectoniques et à une comparaison entre l'analyse sismotectonique de la zone cible et l'analyse structurale présentées dans la partie II.

1. Localisation des séismes

1.1. Localisation de routine

1.1.1. Présentation générale

Les localisations dites « de routine » du réseau Sismalp sont réalisées en utilisant le programme HYPREF (J. Fréchet et J.P. Glot, observatoire de Grenoble), une version modifiée du programme HYPO71 (Lee et Lahr, 1975) pour tenir compte des altitudes des stations et des secondes arrivées (P_n ou P_g). Pour ces localisations préliminaires, un modèle de vitesse (dit modèle « R ») dans la croûte supérieure à une dimension et à 4 couches est employé. Il correspond à des vitesses pour les ondes P de :

5,30 km/s de 0 à 3 kilomètres
5,92 km/s de 3 à 27 kilomètres
6,60 km/s de 27 à 35 kilomètres
8,00 dans le manteau supérieur (en dessous de 35 km)

En pratique, la sismicité que nous allons étudier se concentre dans les 15 à 20 premiers kilomètres. Par ailleurs, la plupart des pointés correspondent à des ondes directes (P_g). L'ensemble des paramètres des 2088 séismes utilisés dans cette étude (pour la zone au sud-est du Pelvoux, ou « arc sismique briançonnais sud ») sont reportées dans l'annexe C1. La figure 3.13 présente une carte de localisation de ces 2088 événements, sans prendre en compte les magnitudes. Un certain nombre d'essaims sismiques ressortent de cette carte, avec une activité relativement importante le long de la zone briançonnaise, entre Pelvoux et Argentera.

Les magnitudes locales (M_l) sont reportées dans l'annexe C1 (*mag*). Les résultats du calcul des magnitudes varient en fonction des différents réseaux d'étude de la sismicité (réseau national LDG, réseau suisse, réseau italien, réseau Sismalp) en particulier entre les magnitudes Sismalp et LDG. J'utiliserai systématiquement dans ce chapitre et dans le suivant les magnitudes Sismalp par souci d'homogénéité des données.

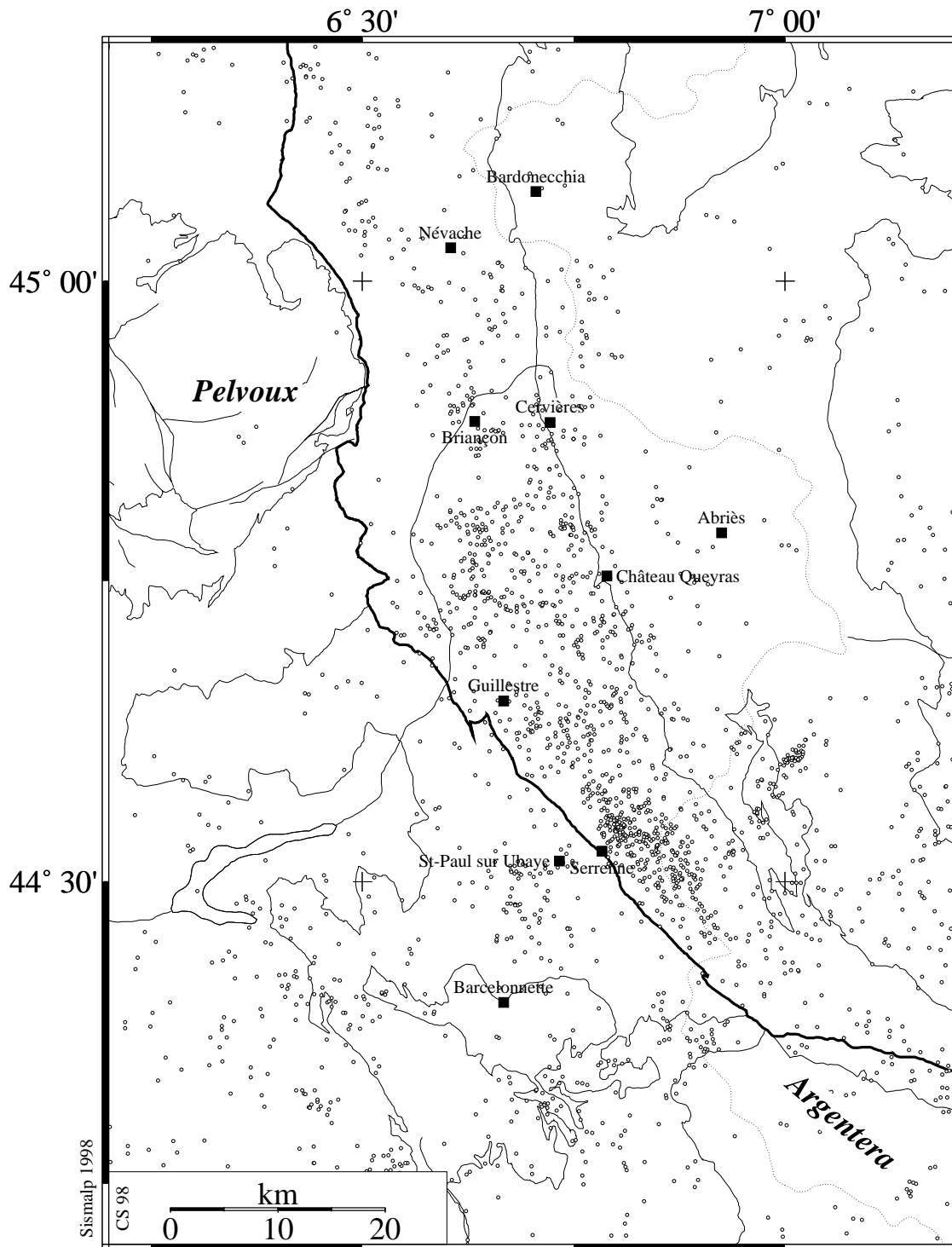


Figure 3.13 - Localisations préliminaires des 2088 séismes étudiés (données Sismalp 1989-1996)

Les caractéristiques générales de cette sismicité sont :

- ☞ Une sismicité de *croûte supérieure* comme l'illustre la figure 3.14 ci-contre avec l'histogramme des profondeurs des hypocentres. Sur cette figure, il apparaît clairement que les hypocentres sont pratiquement tous situés au-dessus de 15 km de profondeur, et au-dessous de 4 km, même si quelques événements sont localisés près de la surface.

Nous verrons que les améliorations des localisations apportées par les modèles de vitesses plus élaborés confirment cette caractéristique.

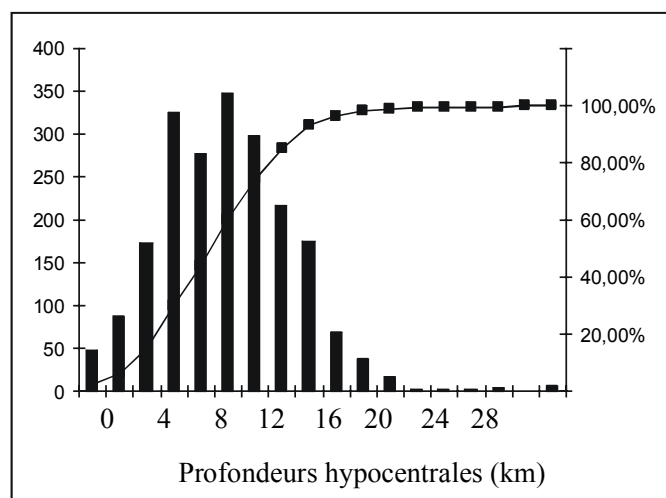


Figure 3.14 – Histogramme des profondeurs des hypocentres localisés avec le modèle de vitesse R (moyenne $m=7,1$ km, écart type $\sigma=5,4$ km).

- ☞ Des magnitudes M_l relativement modérées comprises entre -1 et 4 , la majorité se concentrant entre 0.5 et 2 . L'histogramme de la figure 3.15 présente la répartition des magnitudes qui ont pu être déterminées (pour 1597 des 2088 événements de la base de données). La courbe fréquences/magnitudes correspondant à cette distribution sera présentée et discutée dans le chapitre suivant.

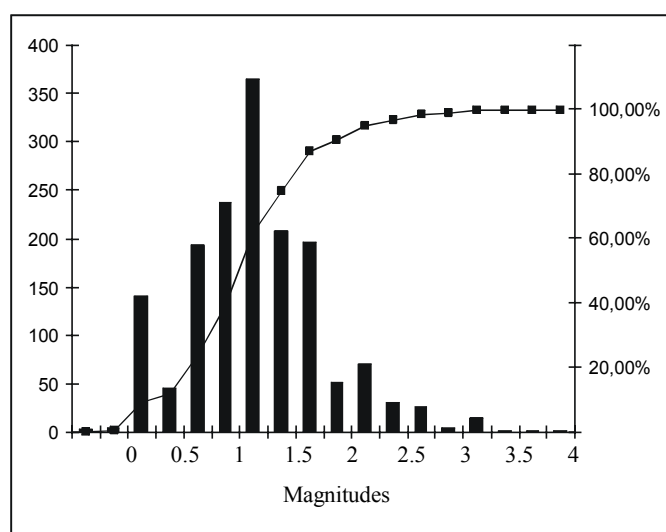


Figure 3.15 – Histogramme des magnitudes (base de données Sismalp) des événements utilisés dans ce chapitre ($m=0,94$, $\sigma=0,61$).

1.1.2. Contrôle de la qualité des localisations

Le premier travail effectué sur cette base de données a consisté à rechercher la raison des résidus quadratiques moyens ou « *rms* » (*root mean square*) importants (de l'ordre de plusieurs secondes), afin d'améliorer la qualité intrinsèque de la base de données. Le rms correspond à la moyenne des écarts quadratiques entre les temps d'arrivée observés et les temps théoriques

correspondant pour un séisme donné. Ces rms élevés restent très rares. En pratique, il s'agit souvent de regroupements de temps d'arrivée correspondant à deux événements différents et très rapprochés dans le temps (quelques secondes).

Hormis le rms, d'autres paramètres permettent d'apprécier la qualité d'une localisation :

- ☞ la lacune azimutale (*ang*) qui correspond à l'angle maximal entre l'épicentre et deux stations ayant détecté cet événement. En pratique, une bonne localisation impliquera une lacune azimutale inférieure à 180° , le séisme étant alors situé à l'intérieur du sous-réseau des stations l'ayant détecté.
- ☞ Le nombre d'observations (*no*) cumulant les lectures des temps d'arrivées des ondes *P* et *S*.
- ☞ la distance minimale d'observation (*dmin*) entre l'épicentre et la station la plus proche ayant enregistré le séisme.

Le travail sismotectonique en tant que tel (recherche des alignements sismiques, détermination de failles actives, etc.) est étroitement lié à ces critères de qualité. Aussi avons nous fixé des valeurs limites pour effectuer les cartes et les coupes sismotectoniques : en pratique les événements présentant des lacunes azimutales supérieures à 180° ou des rms supérieurs à 1s ont été rejetés des tracés de cartes ou de coupes.

Des incertitudes horizontales (*erh*) et verticales (*erz*) sont aussi données sur la localisation d'un événement par le programme HYPREF. Elles fournissent une indication statistique sur l'erreur de localisation, mais ne tiennent pas compte d'incertitudes sur le modèle de vitesse : il convient donc d'être prudent quant à leur utilisation.

L'histogramme de la figure 3.16 est relatif à la distribution des rms de l'ensemble de localisations. Seule une quarantaine d'événements présentent des rms supérieurs à 1s ; vingt ont des rms supérieurs à 1,5s.

La base de données réalisée avec le modèle de vitesse unidimensionnel à 4 couches est donc déjà particulièrement bonne en terme de rms, la grande majorité des séismes étant localisée correctement (1900 événements ont des rms inférieurs à 0.5 s, ce que nous considérons comme satisfaisant).

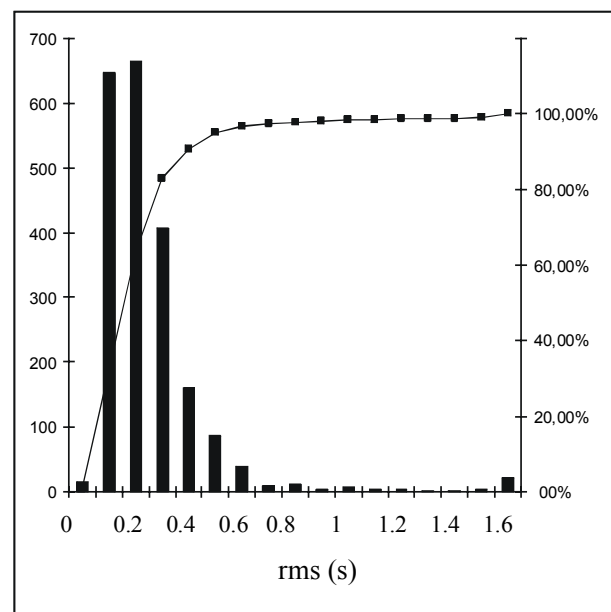


Figure 3.16 – Histogramme des rms ($m=0,213s$; $\sigma=0.274s$).

Malgré la qualité satisfaisante des localisations dans leur ensemble, un certain nombre de séismes restent mal contraints. Le diagramme de la figure 3.17 montre que les rms élevés correspondent soit à des événements très mal enregistrés par le réseau (nombre d'observations faible entraînant généralement des lacunes azimutales importantes) soit à des événements enregistrés par un grand nombre de stations. Dans ce cas, le grand nombre de données à inclure dans la localisation de l'événement (enregistrés par plusieurs réseaux) aboutit généralement à des rms élevés. Au contraire de nombreux événements enregistrés par peu de stations ont des rms faibles, bien que leurs positions soient mal contraintes, ce qui souligne l'intérêt de considérer plusieurs paramètres pour déterminer la qualité d'une localisation (rms, mais aussi lacune azimutale, nombre d'observations et distance minimale d'observation).

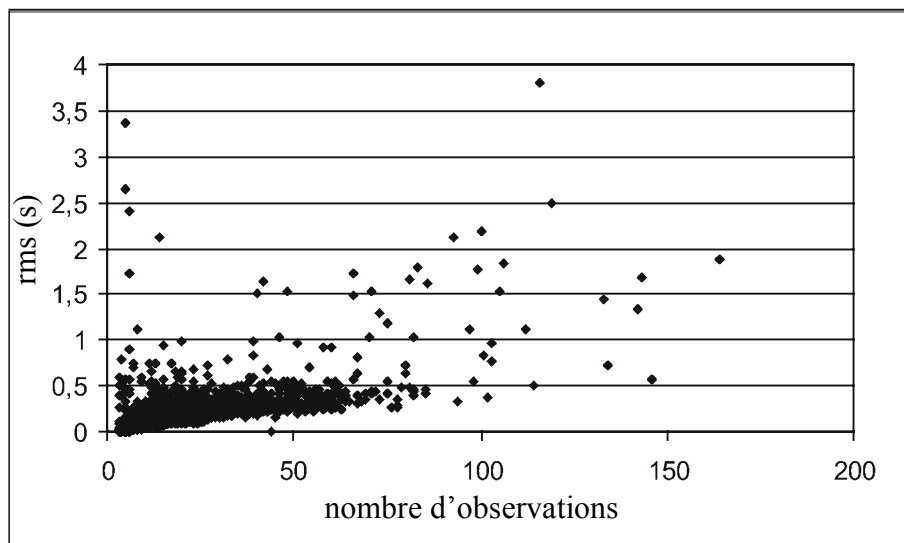


Figure 3.17 – Diagramme des rms en fonction du nombre d'observations.

Enfin, l'histogramme de la figure 3.18 donne la répartition des lacunes azimutales. Ce paramètre semble être le plus restrictif, au sens où un nombre important de séismes (860 exactement) ont des lacunes azimutales supérieures à 180° , malgré un rms correct.

Le critère de qualité de la lacune azimutale est d'autant plus important que les rms seront sensiblement améliorés par la suite avec l'utilisation de modèles de vitesse plus élaborés.

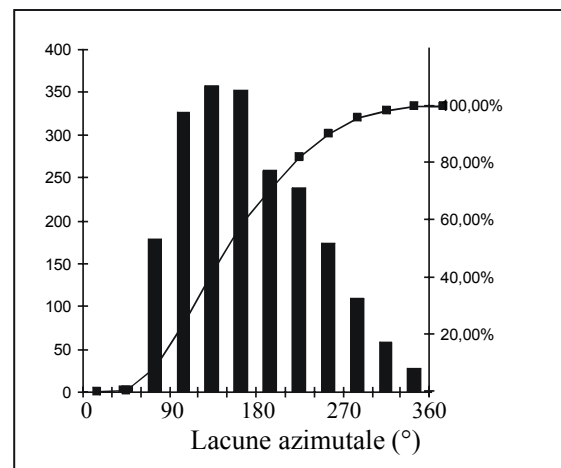


Figure 3.18 – Histogramme des lacunes azimutales ($m=143^\circ$; $\sigma=66^\circ$).

1.2. Modèle de vitesse 1D amélioré

La première amélioration apportée aux localisations a consisté à utiliser le modèle de vitesse « MIN1D » minimisant les résidus dans l'ensemble des Alpes présenté par Selami *et al.* (1995). Ce modèle de vitesse unidimensionnel multi-couches est présenté figure 3.19 et comparé au modèle R de localisation de routine. Le modèle MIN1D est issu d'une procédure d'essai/erreur sur la localisation et le modèle de vitesse pour une série de séismes bien localisés (programme VELEST, Kissling *et al.*, 1994). Ce modèle a été calculé dans le but de servir de modèle de départ pour une tomographie sismique de l'ensemble des Alpes occidentales (Selami *et al.*, 1995).

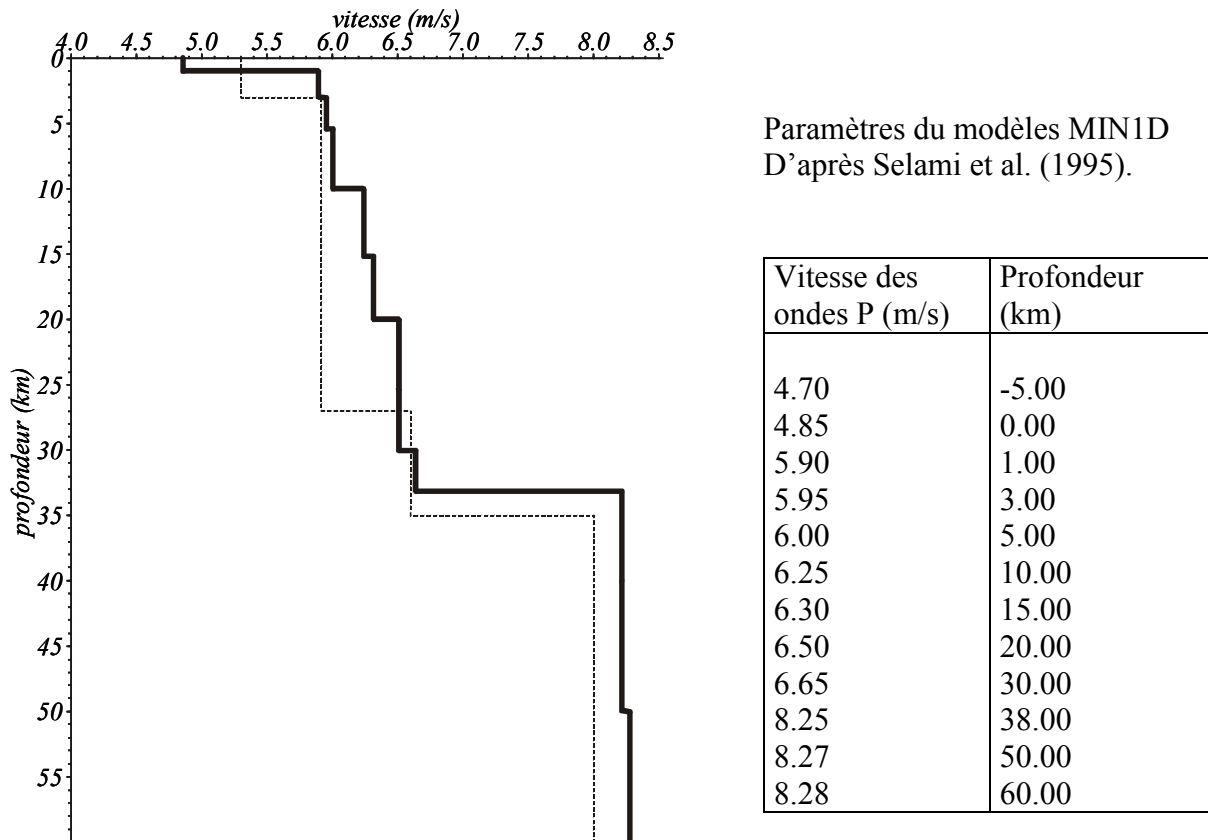


Figure 3.19 – Modèle de vitesse MIN1D (en gras) utilisé pour améliorer les localisations des séismes locaux dans le Briançonnais. Le modèle R est dessiné en pointillé pour comparaison.

Ce modèle de vitesse a été utilisé par Paul *et al.* (1998) comme modèle de départ pour réaliser le modèle de vitesse en 3D de la zone GéoFrance3D (cf. §1.3 ci-dessous). Les événements localisés avec le modèle MIN1D sont représentés sur la figure 3.20.

Ce modèle apporte une amélioration par rapport aux localisations de routine (rms en blanc sur la figure 3.21). Les histogrammes et diagrammes de la figure 3.21 illustrent cette amélioration en terme de rms. L'allure générale de la distribution des rms n'évolue pas de façon significative. Par contre, les rms importants (de l'ordre de 1,5 à 2 s ou plus) calculés avec le modèle R pour des séismes bien enregistrés (nombre d'observations élevé) sont particulièrement bien améliorés,

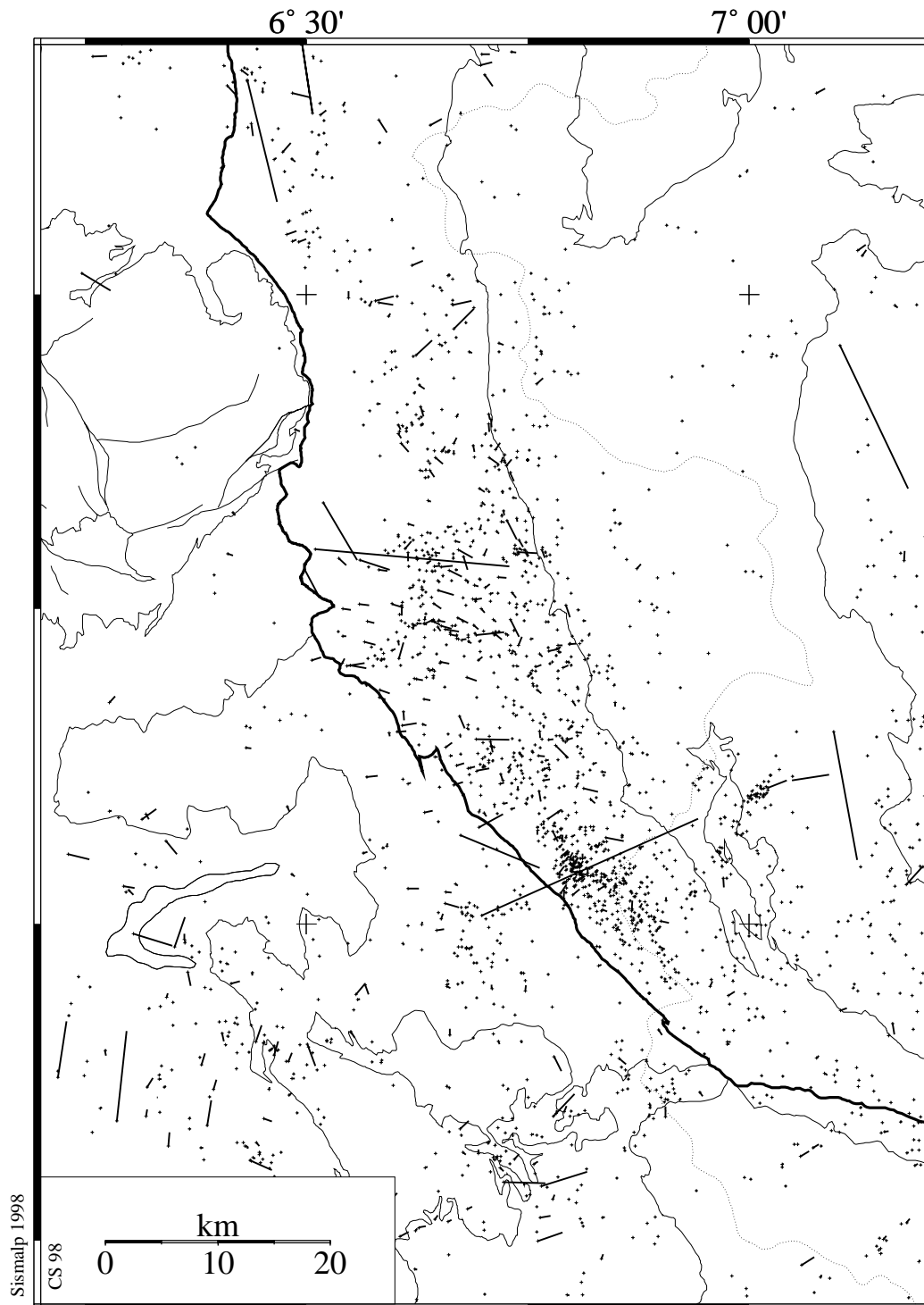


Figure 3.20 - Carte des déplacements des épicentres entre les localisations de routine (modèle R) et utilisant le modèle MIN1D (croix).

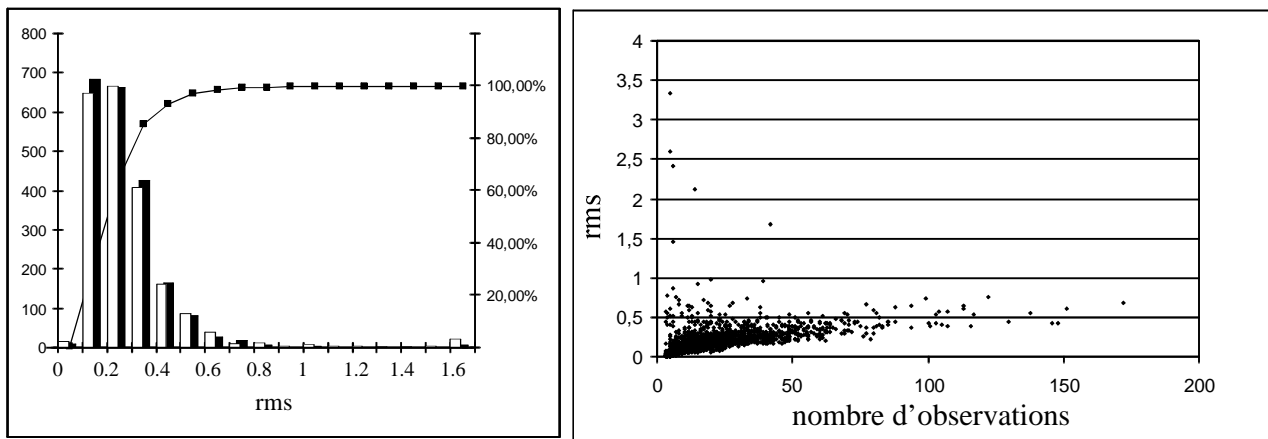


Figure 3.21 - A gauche, histogramme des rms pour les modèles de vitesse MIN1D (en noir) et R (en blanc). Les améliorations apportées par le modèle MIN1D correspondent à une diminution de 12,5% du rms moyen pour les 2088 événements étudiés ($m=0,186$ s, $\sigma=0,176$ s pour le modèle MIN1D). A droite, la répartition des rms en fonction du nombre d'observations (à droite) montre que le modèle MIN1D permet d'améliorer notablement les rms élevés calculés pour des séismes bien enregistrés : un seul rms supérieur à 1 s subsiste pour des nombres d'observations supérieurs à 20.

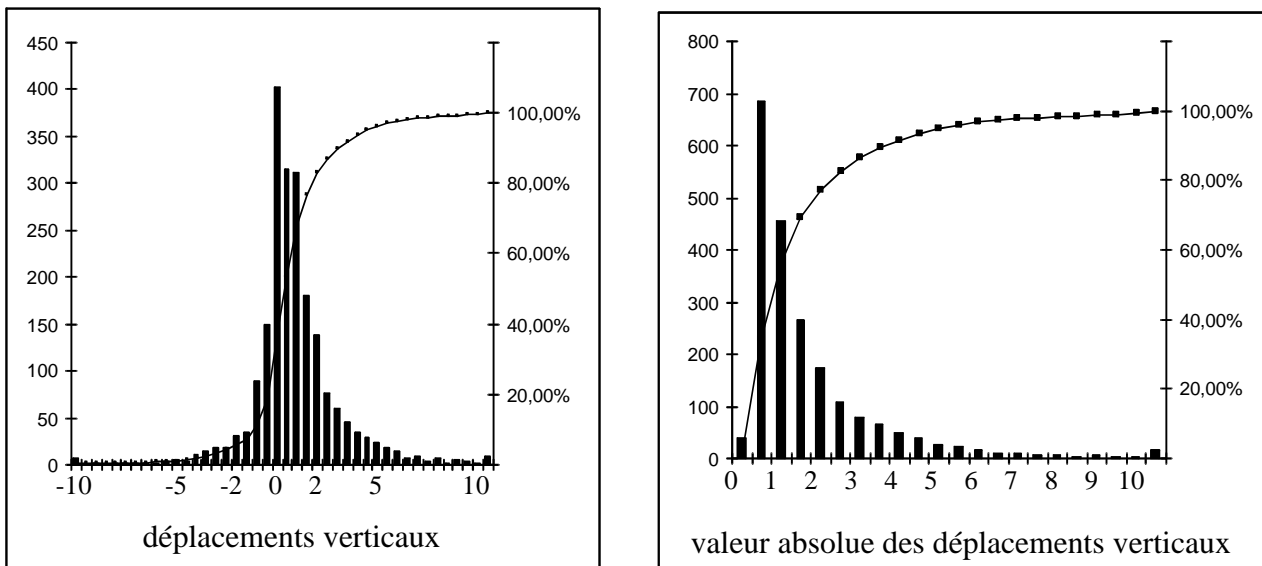
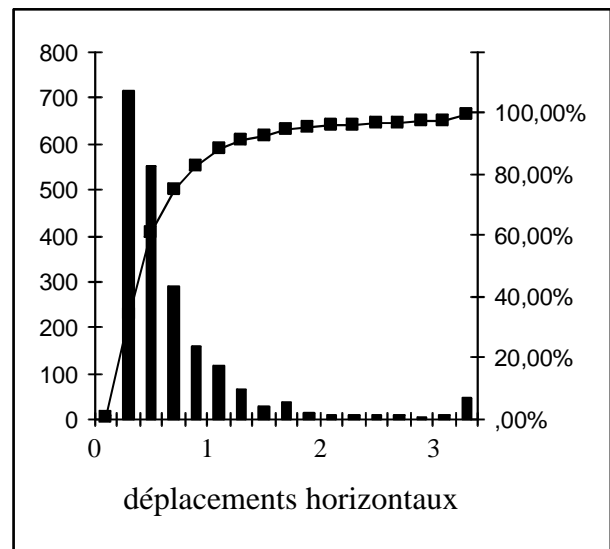


Figure 3.22 - Histogrammes des déplacements des hypocentres entre les positions calculées avec les modèles R et MIN1D. La plupart des déplacements horizontaux sont inférieurs à 1 km ($m=0,63$ km; $\sigma=1,61$ km). L'histogramme des déplacements verticaux montre un léger décalage d'ensemble vers des profondeurs plus importantes. Les valeurs absolues des déplacements verticaux restent assez faibles, de l'ordre de 1 à 2 km ($m=1,48$ km; $\sigma=1,92$ km).



comme le montre le diagramme des rms en fonction du nombre d'observations à comparer avec la figure 3.17. La diminution de ces rms grâce à l'utilisation du modèle MIN1D montre qu'ils étaient vraisemblablement dus à des problèmes de modèle de vitesse, et donc de structure.

La moyenne des rms pour l'ensemble des 2088 événements étudiés passe de 0,213 (modèle R) à 0,186 (modèle MIN1D), ce qui représente une amélioration de **12,5%**, démontrant par là même l'intérêt du modèle MIN1D en matière de localisation des séismes d'une base de données importante.

La figure 3.20 présente l'ensemble des déplacements des épicentres avec la position finale des ces derniers (relocalisation avec le modèle MIN1D). Les caractéristiques de ces déplacements sont précisées par les histogrammes de la figure 3.22, avec l'histogramme des déplacements horizontaux et les histogrammes des déplacements verticaux (valeur absolue et valeur réelle pour tenir compte du sens de déplacement).

Les déplacements horizontaux sont en général de l'ordre de quelques centaines de mètres ($m=0,63$ km), démontrant ainsi la qualité particulièrement bonne de la base de données de départ, même avec le modèle de routine à 4 couches. Seuls 362 événements (17%) se déplacent en horizontal de plus de 1 km.

Pour ce qui est des déplacements verticaux, les valeurs se concentrent autour d'un pic assez étroit entre 0 et +1 km de déplacement, ce qui montre que la localisation avec le modèle MIN1D a tendance à faire descendre légèrement l'ensemble des événements. La moyenne des profondeurs passe ainsi de 7,07 km (modèle R) à 7,70 km (modèle MIN1D). En ce qui concerne les déplacements verticaux *en valeur absolue*, la moyenne obtenue est de 1,48 km, valeur somme toute assez basse confirmant la qualité des données de départ (seuls 472 des 2088 hypocentres, soit 22%, se déplacent de plus de 2 km en vertical).

Par ailleurs, les variations de positions les plus importantes concernent les séismes les moins bien enregistrés par le réseau Sismalp. Le diagramme de la figure 3.23 ci-dessous présente ainsi la répartition des déplacements horizontaux en fonction de la lacune azimutale.

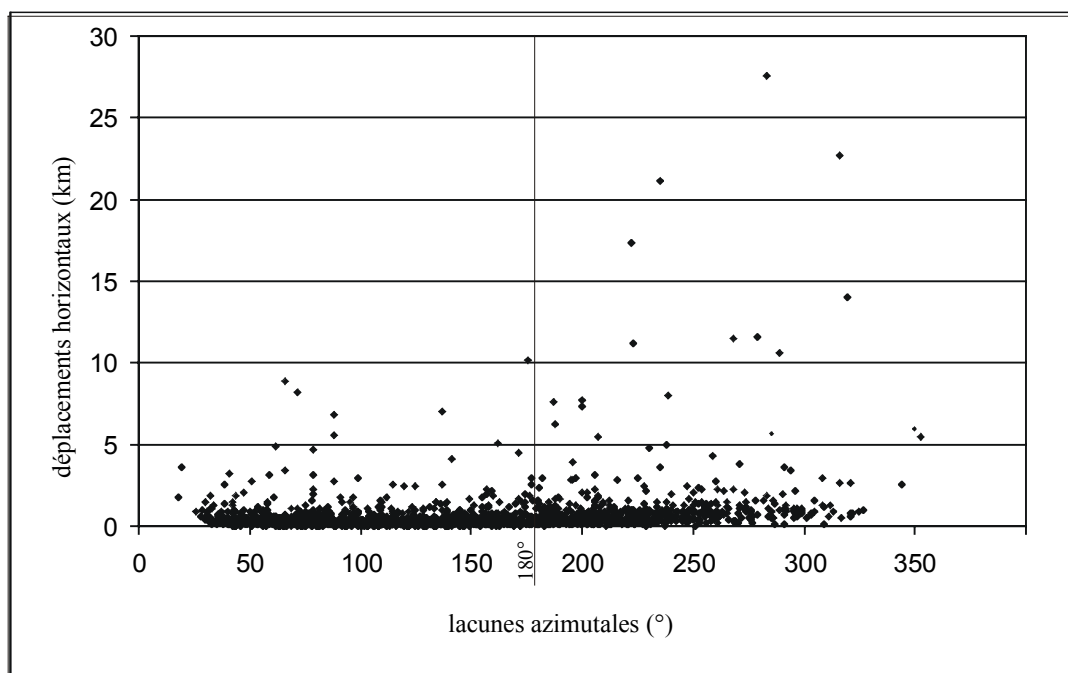


Figure 3.23 – Diagramme de répartition des déplacements horizontaux (km) en fonction des lacunes azimutales (°).

Il apparaît nettement que les déplacements supérieurs à 10 km ne concernent que des événements dont la lacune azimutale dépasse 180° , et qui sont donc situés à l'extérieur du « sous-réseau » des stations les ayant enregistrés.

De même, seuls six événements ayant une lacune azimutale inférieure à 180° se déplacent de plus de 5 km. Même si ces quelques « grands déplacements » sont difficiles à expliquer (les événements associés ont des rms et autres paramètres corrects), ils restent marginaux par rapport à la grande majorité des déplacements calculés entre les deux localisations (modèles R et MIN1D).

Cette analyse comparative des deux localisations utilisant des modèles de vitesses unidimensionnels nous a montré que les localisations de routine du réseau Sismalp, très satisfaisantes en soit, sont sensiblement améliorées par l'utilisation du modèle multi-couches de Selami *et al.* (1995). Dans la suite de cette étude, ce modèle de vitesse sera systématiquement préféré au modèle R en ce qui concerne les localisations et les mécanismes focaux *à une dimension*.

1.3. Modèle de vitesse 3D

1.3.1. Présentation du modèle de vitesse

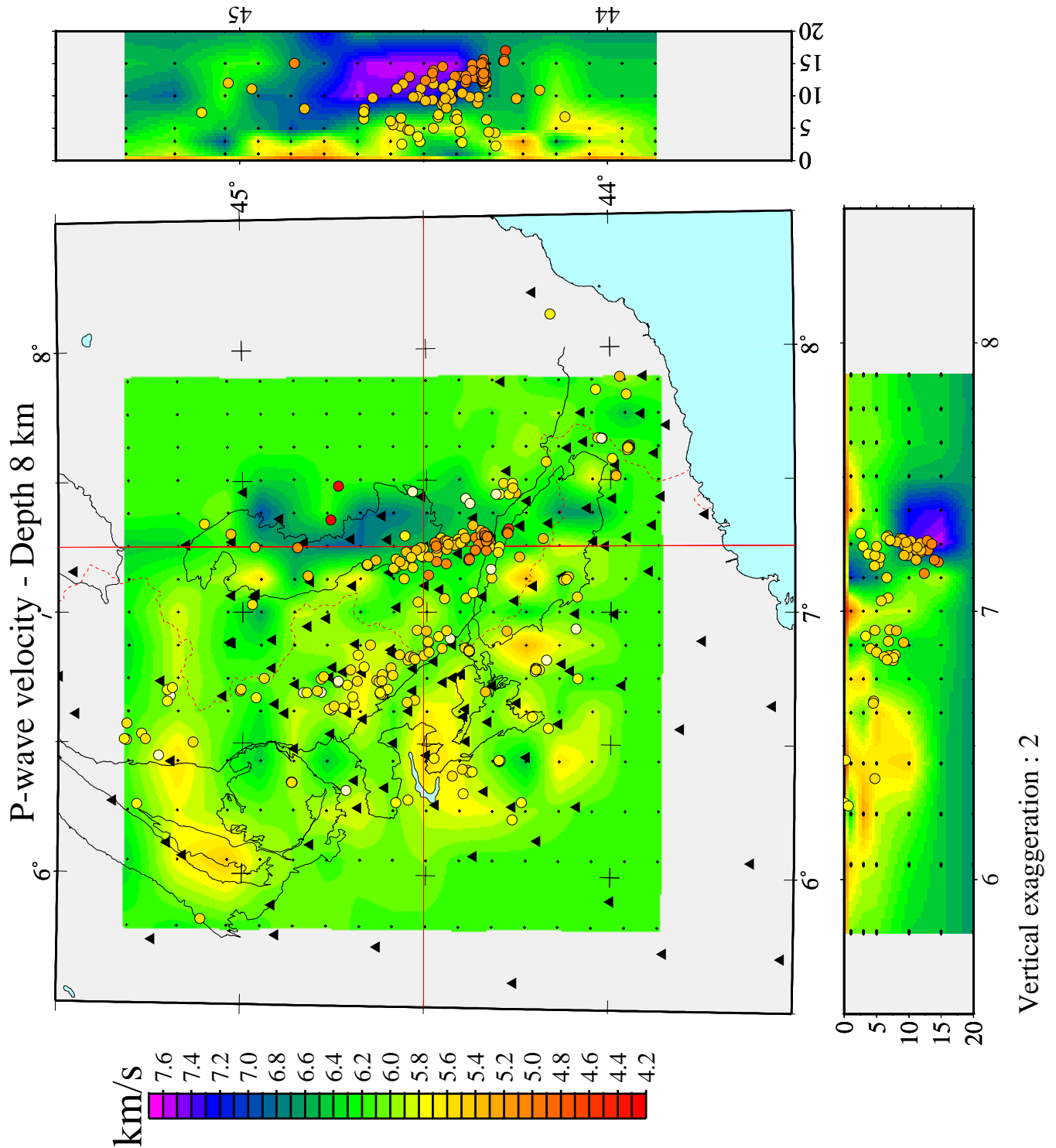
La complexité de la croûte supérieure dans la chaîne alpine en général, et des zones internes en particulier (pile de nappes de couverture et de socle replissées, écaillées et faillées) n'est évidemment pas modélisée correctement par les modèles de vitesse à une dimension que nous venons d'étudier (R et MIN1D). Bien que le modèle multi-couches MIN1D se rapproche vraisemblablement plus de la réalité que le modèle à 4 couches R, il n'en reste pas moins unidimensionnel et donc inadapté à la prise en compte des hétérogénéités latérales.

En utilisant les données de la campagne GéoFrance3D, Paul *et al.* (1998) ont présenté une tomographie locale de la région comprise entre Grenoble, Nice et Turin. Les 300 meilleurs événements enregistrés par le réseau temporaire ont permis de réaliser une tomographie haute résolution dans un volume de $160 \times 160 \times 20 \text{ km}^3$ centré autour du point ($44^\circ 30' \text{N}$ - 7°E). Bien que les résultats présentés par Paul *et al.* (1998) soient préliminaires, le modèle de vitesse obtenu rend compte des principales structures crustales de la région (en particulier du corps d'Ivrée, Ménard et Thouvenot, 1984) ainsi que d'hétérogénéités de moindre importance.

La figure 3.24, d'après Paul *et al.* (1998), présente une carte du modèle de vitesse obtenu à 8 km de profondeur, avec deux coupes de 10 km de large autour des traits de coupe indiqués sur la carte. Les séismes utilisés sont aussi représentés, ainsi que les stations des différents réseaux participant à la campagne GéoFrance3D (réseaux GéoFrance, Sismalp, IGG).

En collaboration avec A. Paul, j'ai utilisé le résultat de cette tomographie locale, réalisée dans un premier temps pour imager les structures crustales, pour localiser les événements de la base de données Sismalp (de 1989 à 1997) avec un modèle de vitesse 3D. Cette étude a été effectuée au cours des derniers mois de ma thèse (mai et juin 1998). Néanmoins, les résultats de ce travail méritent d'être pris en compte d'un point de vue sismotectonique aussi bien que d'un point de vue méthodologique, l'utilisation de modèles de vitesse 3D pour le calcul de mécanismes au foyer restant assez rare.

Figure 3.24 - Modèle de vitesse 3D utilisé pour améliorer les localisations hypocentrales (d'après Paul et al., 1998). La carte représente le modèle de vitesse des ondes P à 8 km de profondeur. Les coupes N-S et E-W d'une largeur de 10 km sont situées sur la carte par les deux traits rouges.



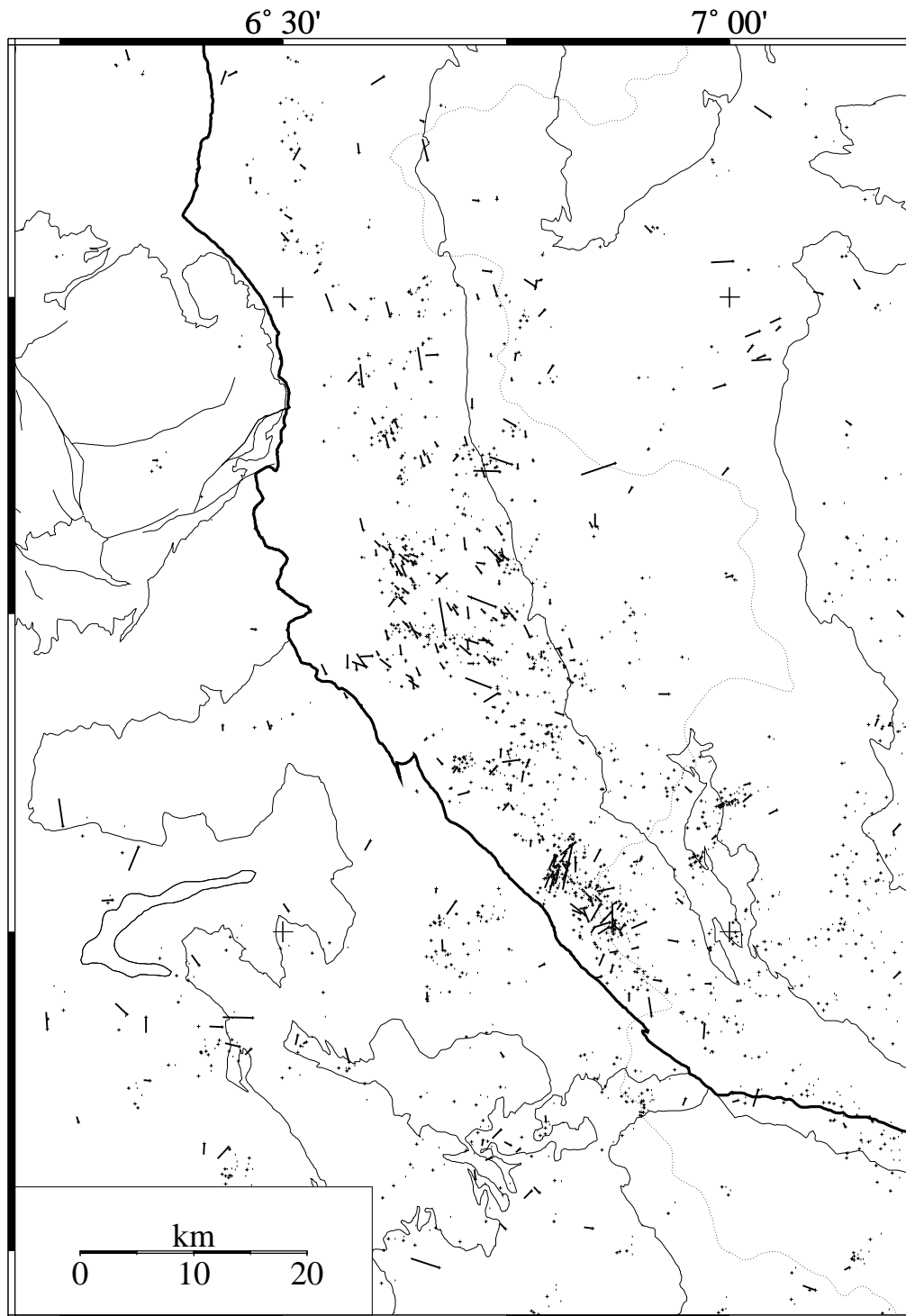


Figure 3.25 - Cartes des déplacements des épicentres entre les localisations utilisant le modèle de vitesse min1D et le modèle 3D (croix).

1.3.2. Comparaison des modèles MIN1D et 3D

L'utilisation du modèle de vitesse 3D pour la (re)-localisation des séismes de la base de données Sismalp est restreinte pour des raisons techniques aux événements ayant plus de 6 phases P et respectant un certain nombre de critères de qualité. Il est en effet nécessaire d'effectuer un premier tri dans la base de données complète pour choisir les meilleurs événements avant de procéder à la localisation 3D. Nous avons été amenés à fixer le nombre de phases P à 6 (ce qui est différent du nombre d'observations lequel tient compte des phases S), la lacune azimutale maximale à 180° , et la distance minimale d'observation à 50 km. 1208 événements ont été ainsi extraits de la base de données complète de 2088 séismes utilisée dans les paragraphes précédents.

Les comparaisons directes avec les localisations 1D décrites ci-dessus (§1.1 et 1.2) ne sont donc pas possibles. En particulier, comme nous l'avons vu plus haut, les événements présentant de faibles nombres d'observations ont souvent de très faibles rms (inférieurs à 0,1s), inhérent au peu de données utilisées pour leur localisation. D'un point de vue statistique, la moyenne des rms des événements que nous avons extraits est ainsi supérieure à la moyenne des rms de *toute* la base de données (0,233s contre 0,186s).

Nous avons utilisé le logiciel SIMULPS12 (Thurbert, 1983 ; Eberhart-Phillips, 1986) qui permet d'inverser simultanément le modèle de vitesse (tomographie) et les localisations. Pour la localisation 3D de la base de données Sismalp, nous avons bloqué le modèle de vitesse pour ne laisser évoluer que les paramètres hypocentaux. La carte de la figure 3.25 présente les événements localisés avec le modèle 3D et les déplacements des épicentres entre la localisation MIN1D et la localisation 3D.

Les améliorations apportées aux localisations en terme de rms sont illustrées par la figure 3.26 avec :

- ☞ à gauche, les histogrammes des rms calculés avec les modèles MIN1D (en blanc ; $m=0,233$ s ; $\sigma=0,122$ s) et 3D (en noir ; $m=0,200$ s ; $\sigma=0,087$ s) ;
- ☞ à droite, le diagramme de répartition des rms calculés avec le modèle 3D (rms 3D) en fonction des rms calculés avec le modèle MIN1D (rms1D).

Ce dernier illustre l'amélioration générale des rms, le nuage de points étant dissymétrique par rapport à la bissectrice (en pointillés) et déporté vers le bas. Il met aussi en relief les améliorations systématiques apportées par l'utilisation du modèle 3D sur les rms relativement élevés calculés avec le modèle MIN1D. Ainsi, les rms compris entre 0,5 s et 1 s avec le modèle MIN1D sont ramenés en dessous de 0,5 s avec le modèle 3D. Par contre, ce dernier a tendance à faire légèrement augmenter (d'environ 0,1 s) une part des rms compris entre 0,1 et 0,3 s avec le modèle MIN1D, ce qui correspond à la partie assez dense du nuage de points située au-dessus de la bissectrice.

Néanmoins, l'amélioration générale reste appréciable, puisque ce modèle de vitesse permet de passer d'une valeur moyenne de rms de 0,233 s à une valeur de 0,200 s, soit une amélioration de **14%**. Cette amélioration est comparable à l'amélioration apportée par l'utilisation du modèle MIN1D vis à vis du modèle de routine R (12,5%, cf. §1.2 ci-dessus). Il faut aussi noter que la distribution des rms calculée avec le modèle 3D est plus resserrée autour de sa valeur moyenne avec un écart type très faible de 0,087s.

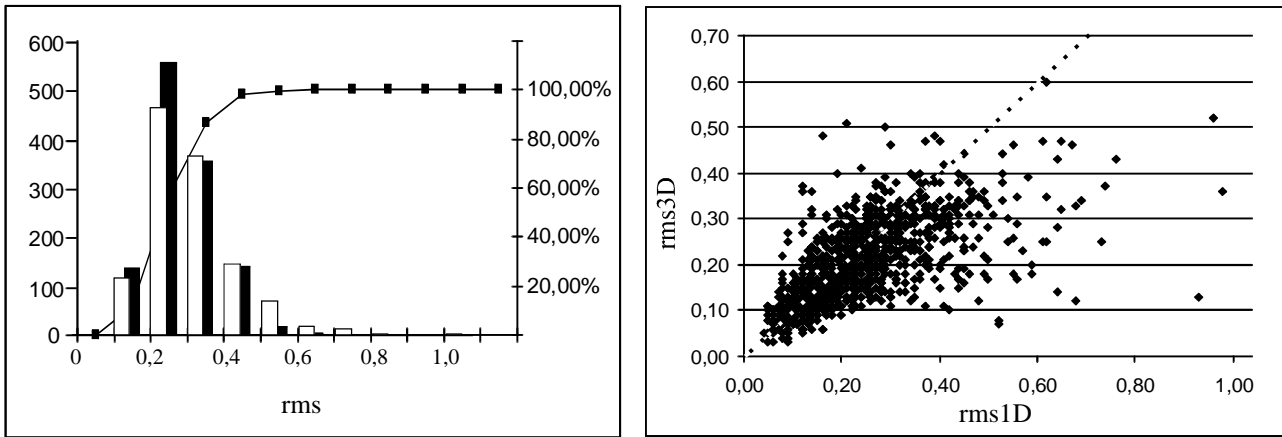


Figure 3.26 - A gauche : histogramme des rms correspondant aux 1208 événements localisés avec les modèles de vitesse 3D et MIN1D (en noir : localisations 3D, $m=0,200$ s, $\sigma=0,087$ s; en blanc : localisations MIN1D, $m=0,233$ s, $\sigma=0,122$ s). L'amélioration apportée sur les rms par la localisation 3D concerne surtout les rms les plus élevés (entre 0,5 et 1s). Par contre, quelques rms compris entre 0,1 et 0,3 s avec le modèle MIN1D augmentent légèrement avec le modèle 3D comme l'illustre le diagramme des rms3D en fonction des rms1D (à droite, points situés au-dessus de la bissectrice pointillée). Ce diagramme illustre aussi l'amélioration des rms1D supérieurs à 0,5s.

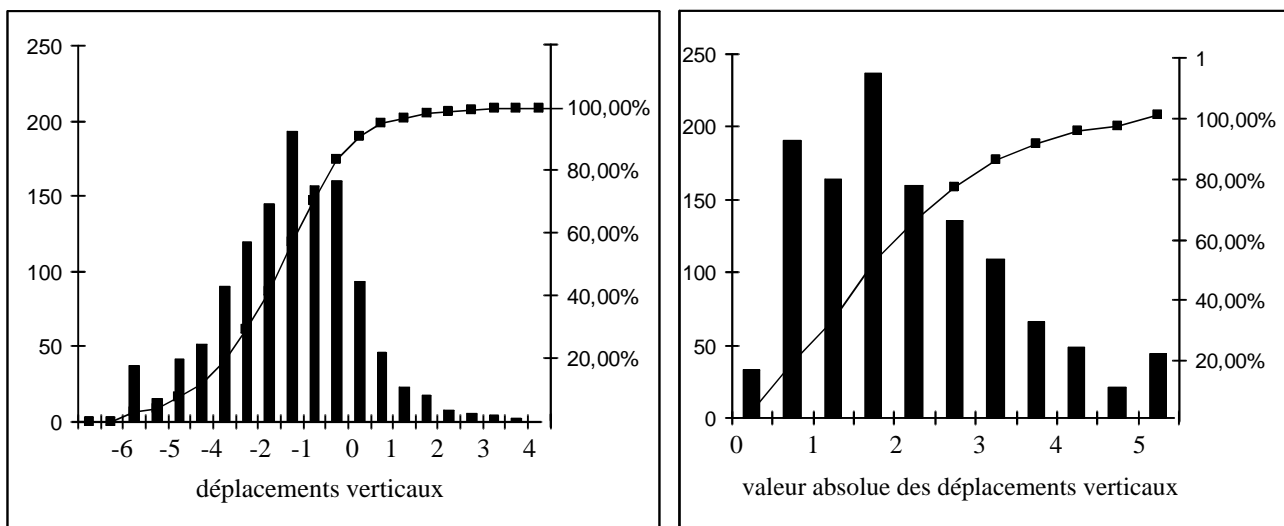
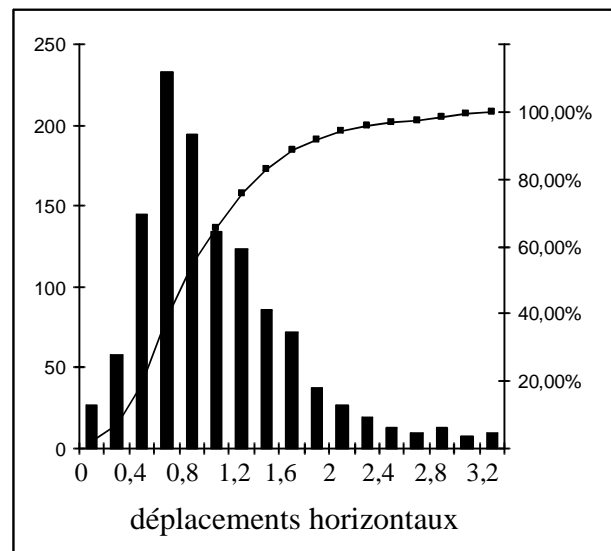


Figure 3.27 - Histogrammes des déplacements des hypocentres entre les positions calculées avec les modèles MIN1D et 3D. Les déplacements horizontaux sont de l'ordre du kilomètre ($m=0,89$ km, $\sigma=0,62$ km) alors que les valeurs absolues des déplacements verticaux sont sensiblement plus élevés ($m=1,83$ km; $\sigma=1,23$ km). Un décalage d'ensemble vers les valeurs négatives de ces déplacements met en relief la sensibilité des profondeurs hypocentrales aux modèles de vitesse (on observe ici une remontée d'ensemble des foyers de l'ordre du kilomètre).



En terme de déplacement, l'analyse qualitative de la figure 3.25 montre qu'ils se limitent à deux kilomètres horizontalement : les épicentres étudiés (du moins ceux des 1208 événements extraits) sont donc particulièrement stables. La figure 3.27 présente les histogrammes correspondant aux variations horizontales et verticales des localisations entre les modèles de vitesse MIN1D et 3D. Si les déplacements horizontaux sont effectivement très faibles ($m=0,89$ km ; $\sigma=0,62$ km), il apparaît que les déplacements verticaux, pris en valeur absolue, sont relativement élevés, avec une moyenne de 1,83 km. La profondeur hypocentrale reste donc sensible au modèle de vitesse utilisé pour les localisations. L'histogramme des déplacements verticaux est centré sur environ -1 km, ce qui correspond en fait à une remontée de l'ensemble des événements.

Cette observation montre combien les profondeurs hypocentrales doivent être maniées avec prudence : la localisation avec le modèle MIN1D avait eu tendance à faire descendre l'ensemble des événements par rapport au modèle R, la localisation avec le modèle 3D a tendance à les faire remonter !

1.4. Conclusions sur les différentes localisations

L'utilisation de modèles de vitesse de plus en plus élaborés nous a permis d'améliorer notablement les localisations des séismes. Nous avons vu que les passages du modèle R au modèle MIN1D et du modèle MIN1D au modèle 3D ont des effets statistiques *comparables* sur les localisations, avec des diminutions de l'ordre de 10 à 15% des rms pour chaque modèle (MIN1D puis 3D).

Si ce travail a permis de peaufiner au maximum les localisations des séismes, il n'en reste pas moins que la qualité intrinsèque des données Sismalp permet de fournir, dès les localisations de routine, des résultats acceptables. Seuls quelques dizaines d'événements ont eu des déplacements supérieurs à 2 ou 3 kilomètres en horizontal, la majeure partie des déplacements horizontaux se limitant à quelques centaines de mètres.

En ce qui concerne les déplacements verticaux, il apparaît que les profondeurs hypocentrales sont relativement moins stables que les localisations épicentrales. En particulier, chaque changement du modèle de vitesse entraîne un décalage d'ensemble des localisations. Néanmoins, ces déplacements sont en général limités à 1 ou 2 kilomètres, ce qui reste très acceptable.

Etant donné les déplacements que nous avons obtenus entre les différentes localisations, les incertitudes sont, en moyenne, de l'ordre de *quelques centaines de mètres à un kilomètre pour les positions horizontales* et de l'ordre de *1 ou 2 kilomètres pour les profondeurs*, ce qui correspond d'ailleurs peu ou prou aux erreurs statistiques *erh* et *erz* fournies par HYPREF.

Bien que le modèle R fournisse déjà des localisations de bonne qualité, la facilité d'emploi du modèle multi-couche MIN1D autorise aisément son utilisation en routine, ce qui permettrait d'améliorer systématiquement les rms de quelques pour-cent. Par contre la mise en œuvre du modèle 3D est plus lourde et plus « gourmande » en temps de calcul. Ces conclusions ne s'appliquent qu'à la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera. Nous verrons au chapitre III.3 que les séismes de l'arc piémontais à l'aplomb du corps d'Ivrée (anomalie rapide importante, cf. la figure 3.24), sont légèrement plus affectés par l'utilisation du modèle 3D.

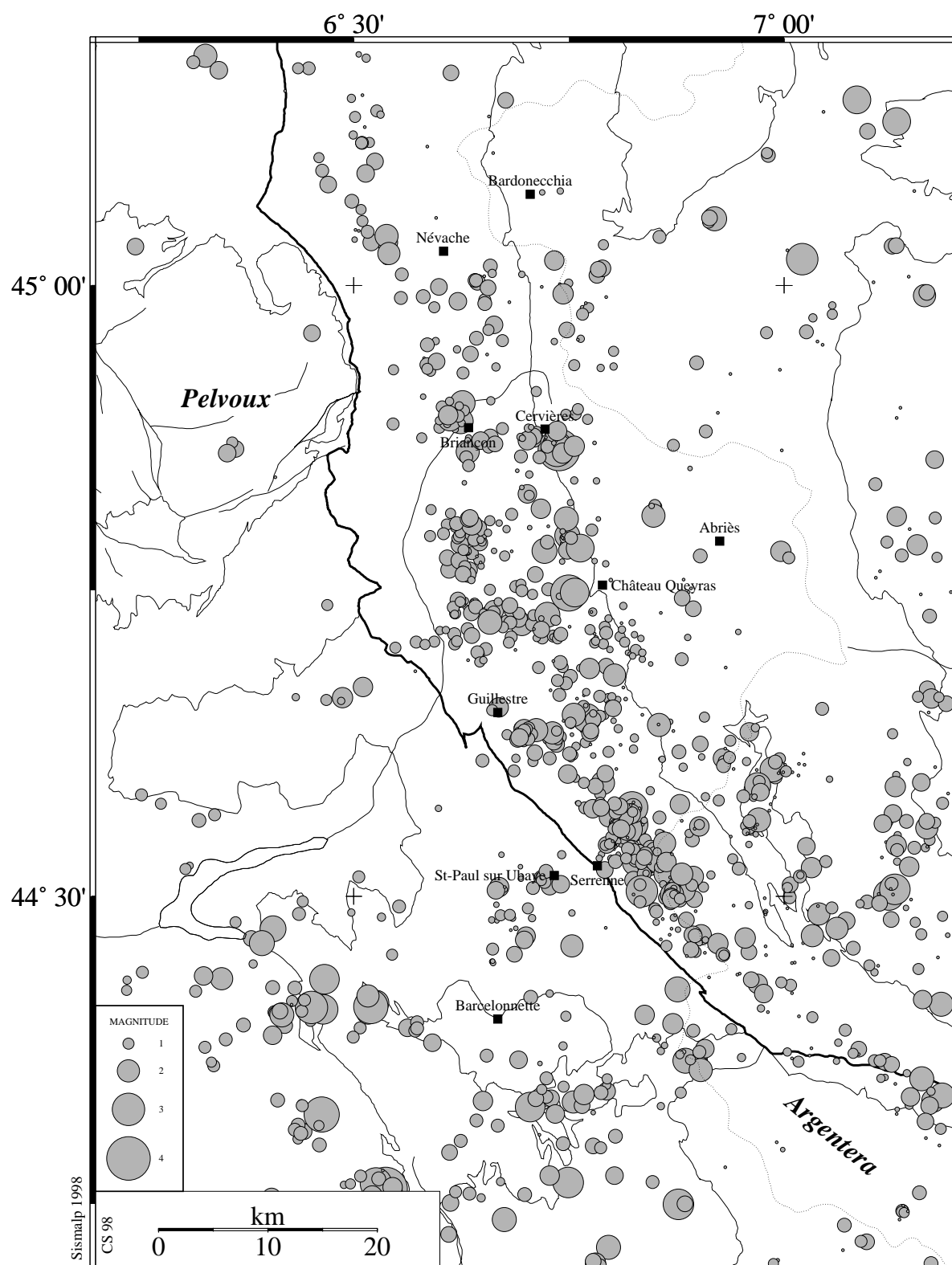


Figure 3.28 - Carte des 1208 séismes localisés avec le modèle de vitesse 3D. La taille des symboles est proportionnelle aux magnitudes (données Sismalp 1989-1996).

En conclusion de ce travail sur les localisations, il faut préciser qu'un tri des données basé sur des critères de qualité tels que la lacune azimutale, le nombre d'observations et la distance minimale d'observation, permet déjà de fournir un ensemble de données de très bonne qualité et autorisant des localisations précises, quel que soit le modèle de vitesse utilisé (R, MIN1D ou 3D). Cette qualité intrinsèque de la base de données dérive en fait de la densité de stations importante (44 stations Sismalp pour l'arc alpin occidental) et suffisamment proches. Il semble donc que pour étudier précisément la (micro)-sismicité locale, un *réseau dense* de stations soit le facteur clef, le modèle de vitesse utilisé par la suite n'apportant que des améliorations de second ordre sur les localisations.

La base de données constituée avec les 1208 événements localisés avec le modèle de vitesse 3D sera utilisée dans le reste de ce chapitre pour l'ensemble des cartes et des coupes sismotectoniques. La figure 3.28 présente la position de ces 1208 séismes dans la zone cible. Les magnitudes M_l (Sismalp) ont été intégrées à cette base de données et sont représentées par la taille des symboles. Cette carte présente des essaims sismiques notablement resserrés par rapport aux cartes tracées avec les modèles unidimensionnels (cf. la figure 3.13), ce qui confirme *a posteriori* les améliorations apportées à l'ensemble des localisations.

In fine, la recherche des meilleures localisations possibles est utilisée d'un point de vue sismotectonique pour étudier les alignements sismiques et tenter de reconnaître et de caractériser la géométrie des failles actives. La discussion sismotectonique basée sur ce travail de localisation est détaillée dans le paragraphe 3.1 de ce chapitre.

2. Calcul des solutions focales

2.1. Présentation générale

Le second aspect de l'approche sismotectonique concerne le calcul des solutions focales (ou mécanismes au foyer). La précision des localisations apporte des renseignements sur la géométrie des accidents actifs, alors que le calcul des solutions focales fournit des indications sur le mode de fonctionnement des ces accidents et donc sur la tectonique de la zone étudiée.

Ce paragraphe de présentation concerne non seulement l'étude sismotectonique de la zone cible, mais aussi les études sismotectoniques du nord de l'arc briançonnais, de l'arc piémontais et de la zone GéoFrance3D, présentées dans le chapitre III.3.

Le calcul des mécanismes au foyer cherche à déterminer l'orientation de la faille ayant fonctionné au cours d'un séisme et son sens de mouvement. Cette méthode est basée sur la théorie du double-couple dans laquelle l'espace est divisé en quatre quadrants limités par le plan de faille et le plan auxiliaire perpendiculaire au plan de faille *et* au glissement sur ce dernier. Le plan de faille et le plan auxiliaire divisent l'espace en deux quadrants en compression et deux quadrants en dilatation. Le calcul d'un mécanisme au foyer fournit les deux plans, de faille et auxiliaire, sans discernement, et les axes P et T, dit de pression et de tension. Les axes P et T des mécanismes au foyer ne représentent pas les directions de contraintes maximales et minimales, mais seulement les bissectrices des dièdres contenant ces contraintes (resp. raccourcissement maximal et minimal).

Cette méthode est décrite à l'origine par Sykes (1967) puis Isacks *et al.* (1968). Elle est détaillée par Aki et Richards (1980), Scholz (1990), Lay et Wallace (1995), Yeats *et al.* (1997) auxquels le lecteur est invité à se référer.

D'un point de vue pratique, l'étude des mécanismes focaux telle que nous l'avons abordée ici passe par la recherche du premier mouvement, ou sens de déviation, enregistré par les stations sismiques. Ce sens de déviation indique dans quel quadrant se trouve une station donnée. La lecture de ce sens de déviation est parfois difficile, étant donné la magnitude modérée des événements étudiés, et donc les amplitudes généralement faibles des traces enregistrées, ce qui a limité le nombre de solutions focales utilisées.

L'utilisation du logiciel FPFIT (Reasenberget Oppenheimer, 1985) a permis le calcul de plusieurs centaines de mécanismes. Le choix d'un tel calcul automatisé a été dicté par le nombre important des données disponibles, dans la zone cible, puis dans les régions adjacentes (voir le chapitre III.3), et ce à partir des données Sismalp et GéoFrance3D. Par ailleurs, ce calcul automatique présente l'avantage d'être totalement objectif par rapport à une détermination manuelle. Le principal inconvénient des déterminations automatiques concerne les solutions multiples équiprobables. Dans ce cas là, afin de ne pas introduire de biais systématique dans le catalogue des mécanismes utilisés, nous n'avons pas fait de choix entre ces solutions, préférant les éliminer. Pour obtenir les solutions focales les plus fiables possibles, nous avons fixé quatre critères de qualité concernant les séismes étudiés :

- ☞ un rms inférieur à 1s ;
- ☞ une lacune azimutale inférieure à 180° ;
- ☞ une distance d'observation minimale inférieure à 30 km ;
- ☞ un nombre d'observations (*i.e.* de lectures de sens de déviation) supérieur à 10.

Nous avons par la suite sélectionné les solutions uniques (rejet des solutions multiples) présentant une répartition spatiale suffisamment homogène des sens de déviation (dans au moins trois quadrants) et suffisamment bien contraintes (peu de sens de déviation anormaux, plans nodaux stables, etc.). Ces critères de sélection ont réduit de façon drastique le nombre de solutions finalement conservées. Ces solutions feront l'objet des figures présentées dans la suite de cette partie alors que les solutions brutes seront fournies en annexe.

Après les premiers tris des séismes pouvant potentiellement fournir un mécanisme fiable, j'ai contrôlé chaque sens de déviation utilisé, et relu les sismogrammes dont les sens n'avaient pas été déterminés. Ce travail a permis d'améliorer nettement les solutions calculées, plusieurs sens anormaux étant corrigés. Ces relectures ont été effectuées sur la base de données Sismalp (de 1989 à 1997) mais aussi à l'IGG sur la base de données locale, et ce aussi bien pour les séismes de la zone cible que pour ceux des régions adjacentes (chapitre III.3).

Nous avons privilégié l'élaboration d'un catalogue important de solutions focales relativement bien contraintes, même si certaines restent discutables, par rapport à un travail très fin sur quelques mécanismes. L'homogénéité régionale du catalogue obtenu valide cette approche.

2.2. *Elaboration de la base de données des solutions focales : Modèle de vitesse 1D*

La plus grande partie du travail sur les mécanismes focaux a été effectuée avec le modèle de vitesse MIN1D présenté dans le paragraphe 1.2. Les solutions focales brutes pour la zone cible font l'objet de l'annexe C.1. Les solutions fiables extraites de ce catalogue sont présentées dans la figure 3.29. Les paramètres correspondants sont donnés dans le tableau 3.1. Nous avons précisé dans ce tableau les localisations des événements effectuées avec les modèles MIN1D et 3D. En effet, comme précisé plus haut, les cartes sismotectoniques utilisées dans la suite de cette partie III ont été établies à partir des localisations 3D.

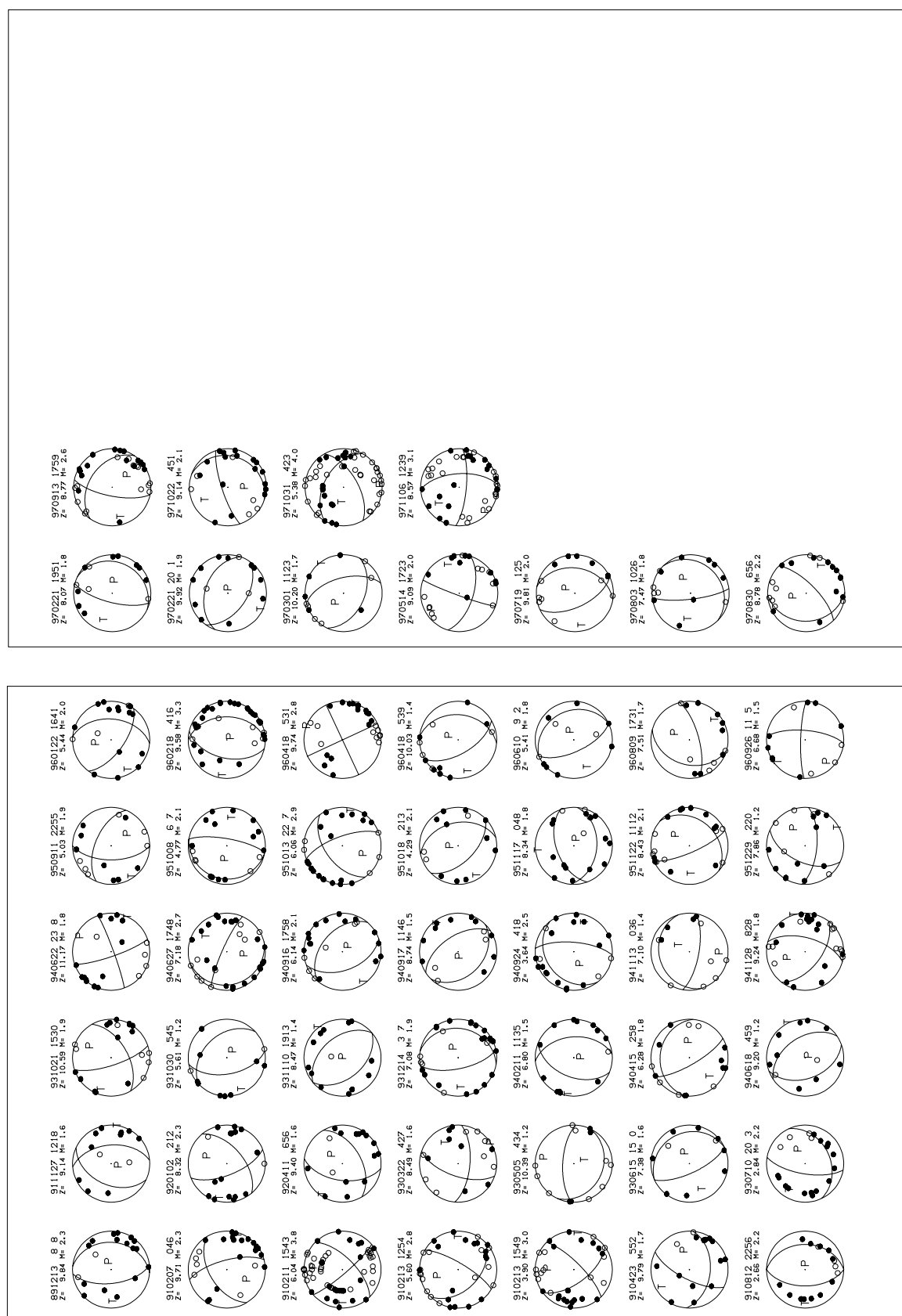


Figure 3.29 - Solutions focales fiables calculées dans la zone cible en utilisant le modèle de vitesse MIN1D.

			localisation "MIN1D"						localisation "3D"				solutions focales "MIN1D"											
date	hmn	mag	lat	long	prof	rms	erh	erz	lat	long	prof	rms	phil	lip1	rk1	phi2	dip2	rk2	phiP	lipP	phT	dipT		
891213	0808	2,3	44n47,29	6e42,92	9,8	0,2	0,5	0,7	44n46,93	6e43,31	6,3	0,22	95	30	-80	264	61	-96	69	74	268	15		
910207	0046	2,3	44n25,47	6e53,41	9,7	0,6	0,6	0,8	44n25,46	6e52,56	7,9	0,26	75	70	-140	329	53	-25	208	42	108	11		
910211	1543	3,8	44n51,89	6e44,30	6,0	0,3	0,6	1,2	44n51,97	6e44,36	5,4	0,29	135	65	-10	229	81	-155	5	24	270	11		
910213	1254	2,8	44n52,10	6e45,00	5,6	0,5	0,6	1,1	44n52,07	6e43,71	1,4	0,38	225	45	-160	121	76	-47	341	42	90	19		
910213	1549	3,0	44n52,10	6e45,00	3,9	0,6	0,7	1,1	44n51,91	6e44,24	5,4	0,39	135	75	-30	234	61	-163	1	32	97	9		
910423	0552	1,7	44n28,06	6e43,04	9,8	0,4	0,5	0,6	44n28,06	6e42,02	7,8	0,28	185	45	-30	297	69	-131	73	49	326	14		
910812	2256	2,2	44n48,16	6e45,97	2,7	0,6	0,7	1,4	44n48,49	6e44,83	1,2	0,39	90	35	-90	270	55	-90	90	80	270	10		
911127	1218	1,6	44n31,44	6e51,71	9,1	0,4	0,6	0,9	44n31,48	6e50,99	6,1	0,32	85	50	-110	295	44	-68	200	74	99	3		
920102	0212	2,3	44n24,76	6e26,11	8,3	0,3	0,6	0,8	44n24,58	6e27,06	6,3	0,3	140	55	-30	248	66	-141	18	44	282	7		
920411	0656	1,6	44n27,95	6e42,26	9,4	0,3	0,4	0,6	44n27,88	6e41,88	8,9	0,29	150	50	-50	278	54	-127	37	60	303	2		
930322	0427	1,6	44n28,15	6e54,34	8,5	0,3	0,4	0,6	44n28,12	6e53,64	6,2	0,24	185	65	150	289	63	28	147	1	56	38		
930505	0434	1,2	44n16,10	6e50,23	10,4	0,3	0,5	1,9	44n16,06	6e50,81	8,9	0,29	205	25	110	3	67	81	10	21	166	67		
930615	15 0	1,6	44n31,28	6e51,40	7,4	0,4	0,6	1,4	44n30,79	6e49,51	7,5	0,3	245	70	-90	65	20	-90	65	65	245	25		
930710	2003	2,2	44n53,64	6e37,23	2,8	0,4	0,5	1,1	44n53,43	6e36,72	4,4	0,25	155	35	-40	280	68	-118	61	57	300	19		
931021	1530	1,9	44n24,01	6e52,66	10,6	0,2	0,3	0,7	44n23,77	6e52,23	9,1	0,22	150	55	-20	252	74	-143	26	37	287	12		
931030	0545	1,2	44n47,84	6e37,78	5,6	0,3	0,5	1,5	44n47,48	6e38,38	5,6	0,15	260	55	-70	48	40	-116	131	72	246	8		
931110	1913	1,4	44n45,10	6e37,42	8,5	0,4	0,6	1	44n44,52	6e37,25	6,5	0,26	230	45	-90	50	45	-90	301	90	50	0		
931214	0307	1,9	45n 2,30	6e32,54	7,1	0,5	0,5	1	45n 2,12	6e32,34	6,6	0,33	100	25	-70	258	67	-99	61	67	265	21		
940211	1135	1,5	44n22,09	6e54,75	6,8	0,3	0,4	1,4	44n21,96	6e54,04	4,3	0,31	85	45	-110	292	48	-71	182	76	279	2		
940415	0258	1,8	44n17,00	6e43,86	6,3	0,4	0,5	1,1	44n16,37	6e43,64	4,8	0,3	240	75	-70	5	25	-142	85	56	224	27		
940618	0459	1,2	44n51,94	6e38,18	9,2	0,2	0,4	0,6	44n51,52	6e37,84	6,7	0,22	250	45	-80	56	46	-100	156	83	63	0		
940622	2308	1,8	44n32,99	6e54,83	11,2	0,4	0,5	0,6	44n33,41	6e54,07	10,8	0,24	160	85	-10	251	80	-175	25	11	116	3		
940627	1748	2,7	44n25,98	6e25,97	7,2	0,7	0,6	0,9	44n25,94	6e27,95	5,1	0,34	255	15	-40	24	80	-102	190	53	34	34		
940916	1758	2,1	44n38,64	6e52,29	6,1	0,2	0,4	0,8	44n38,39	6e51,27	1,8	0,18	250	50	-70	41	44	-112	135	74	236	3		
940917	1146	1,5	45n 2,06	6e31,61	8,7	0,2	0,4	0,9	45n 2,11	6e31,22	7,2	0,25	225	35	-100	57	56	-83	262	78	52	10		
940924	0418	2,5	44n32,18	6e52,62	3,6	0,4	0,5	1,3	44n31,80	6e51,26	1,6	0,31	95	70	-110	322	28	-47	246	60	110	22		
941113	0036	1,4	44n19,08	6e27,65	7,1	0,3	0,6	1	44n18,51	6e26,54	5,9	0,2	190	70	100	343	22	64	182	24	26	64		
941128	0828	1,8	44n20,23	6e39,37	9,2	0,3	0,5	0,8	44n20,00	6e38,99	8,7	0,29	105	60	-40	218	56	-143	340	48	72	2		
950911	2255	1,9	44n41,10	6e47,08	5,0	0,3	0,5	0,9	44n41,16	6e46,42	4,0	0,25	270	60	-40	23	56	-143	145	48	237	2		
951008	0607	2,1	44n30,82	6e53,73	4,8	0,3	0,5	1	44n30,29	6e52,98	1,8	0,24	100	75	-90	280	15	-90	280	60	100	30		
951013	2207	2,9	44n30,68	6e50,93	6,1	0,3	0,4	0,8	44n30,24	6e50,07	4,1	0,22	70	70	-140	324	53	-25	203	42	103	11		
951018	0213	2,1	44n30,55	6e53,30	4,3	0,3	0,4	0,8	44n30,08	6e52,19	3,4	0,12	225	55	-110	77	40	-64	354	72	239	8		
951117	0048	1,8	44n30,89	6e41,03	8,3	0,3	0,4	0,6	44n30,45	6e40,12	6,8	0,17	185	40	-70	340	53	-106	108	76	351	7		
951122	1112	2,1	45n 2,58	6e32,65	8,4	0,3	0,5	1,1	45n 2,44	6e32,28	4,4	0,31	130	30	-30	247	76	-117	36	52	267	26		
951229	0220	1,2	44n30,50	6e43,23	7,9	0,2	0,4	0,6	44n30,40	6e42,48	6,9	0,21	185	65	-40	295	54	-149	55	45	152	6		
960122	1641	2,0	44n27,66	6e46,32	5,4	0,3	0,5	0,8	44n27,58	6e45,19	3,9	0,19	95	45	-40	216	63	-127	347	55	242	10		
960218	0416	3,3	44n45,24	6e45,33	9,6	0,3	0,4	0,7	44n44,87	6e44,98	5,6	0,22	90	40	-100	283	51	-82	147	82	277	5		
960418	0531	2,8	44n15,31	6e53,39	9,7	0,4	0,5	0,7	44n14,98	6e52,63	7,9	0,2	155	90	0	65	90	180	20	0	110	0		
960418	0539	1,4	44n14,84	6e53,42	10,0	0,2	0,5	1,6	44n15,00	6e53,07	6,5	0,23	95	35	-60	240	60	-109	20	69	254	13		
960610	0902	1,8	44n32,03	6e52,62	5,4	0,3	0,5	1	44n31,68	6e51,80	3,4	0,33	245	65	-90	65	25	-90	65	70	245	20		
960809	1731	1,7	44n23,44	6e25,13	7,5	0,4	0,7	1,2	44n23,22	6e24,33	6,0	0,33	165	70	-60	286	36	-144	23	55	143	19		
960926	1105	1,5	44n52,65	6e22,10	6,7	0,4	0,6	2	44n51,94	6e21,76	4,7	0,31	95	70	-170	2	81	-20	227	21	320	7		
970221	1951	1,8	44n48,51	6e38,43	8,1	0,3	0,5	1	44n48,20	6e38,25	6,1	0,3	115	20	-80	284	70	-94	98	65	287	25		
970221	2001	1,9	44n48,86	6e38,93	9,9	0,5	0,7	1	44n48,21	6e38,24	7,9	0,35	215	50	-80	20	41	-102	88	81	208	5		
970301	1123	1,7	44n25,30	6e59,42	10,2	0,3	0,6	1,6	44n25,24	6e58,56	6,2	0,29	205	45	-130	75	57	-57	309	62	52	7		
970514	1723	2,0	44n28,65	7e 4,82	9,1	0,2	0,4	0,5	44n28,44	7e 3,69	7,6	0,27	290	85	30	197	60	174	330	17	68	24		
970719	0125	2,0	45n 1,67	6e32,56	9,8	0,4	0,6	1,2	45n 1,56	6e32,46	7,3	0,4	100	35	-60	245	60	-109	25	69	259	13		
970803	1026	1,8	44n54,16	6e37,34	7,5	0,4	0,5	0,9	44n53,61	6e36,58	4,0	0,34	135	20	-40	263	77	-106	64	55	276	31		
970830	0656	2,2	44n43,82	6e39,83	8,8	0,4	0,6	1,1	44n43,43	6e39,47	6,8	0,34	135	70	-70	268	28	-133	344	60	120	22		
970913	1759	2,6	44n45,43	6e46,13	8,8	0,3	0,5	1,2	44n44,89	6e45,40	7,8	0,32	35	40	-150	281	71	-54	142	50	255	18		
971022	0451	2,1	44n24,59	6e31,29	9,1	0,4	0,6	0,9	44n24,32	6e30,99	8,6	0,39	110	20	-140	342	77	-74	181	55	329	31		
971031	0423	4,0	44n16,26	6e32,80	5,4	0,4	0,8	1,2	44n15,72	6e32,21	4,5	0,26	150	60	50	29	48	138	177	7	277	55		
971106	1239	3,1	44n24,63	6e31,11	8,6	0,4	0,6	0,8	44n24,62	6e31,18	4,4	0,29	185	75	30	87	61	163	223	9	319	32		

Tableau 3.1 - Paramètres des solutions focales fiables calculées avec le modèle de vitesse MIN1D. Les positions de ces mécanismes sont précisées dans les deux modèles de vitesse (MIN1D et 3D).

Abréviations - hmn : heure et minute ; mag : magnitude ; lat, lon, prof : latitude, longitude, profondeur ;

phi1/2, dip1/2, rk1/2 : (pour les plans nodaux 1 et 2) direction de la normale, pendage et angle de glissement

(rk : "rake" convention d'Aki et Richards 1980) ; phiP/T, dipP/T : azimut et plongement des axes P et T.

La figure 3.29 présente les 53 mécanismes conservés après l'application des critères de qualité décrits ci-dessus. Dans l'ensemble, ces solutions sont bien contraintes compte tenu des magnitudes des séismes utilisés.

L'histogramme de la figure 3.30 donne la répartition des magnitudes de ces événements, majoritairement comprises entre 1.5 et 2.5.

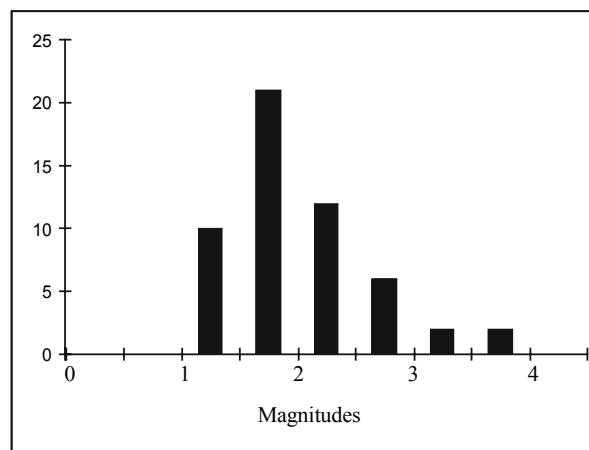


Figure 3.30 – Histogramme des magnitudes des séismes utilisés pour calculer les solutions focales de la figure 3.29.

L'utilisation de séismes de faible magnitude est l'une des critiques fréquemment exprimées quant à l'utilisation de la microsismicité dans une étude sismotectonique. Pourtant, d'après les travaux d'Amelung (1996) et Amelung et King (1997), ces séismes sont représentatifs de la tectonique régionale. Par ailleurs, comme nous allons le voir, ce catalogue est homogène et rend compte d'un régime de contrainte extrêmement cohérent à l'échelle régionale. Cette observation valide *a posteriori* l'utilisation de la microsismicité alpine à des fins sismotectoniques.

Le catalogue des 53 solutions focales fiables obtenues à partir de la base de données Sismalp pour la période 1989-1997 présente principalement deux types de mécanismes : des solutions en failles normales et des solutions décrochantes. Les cartes des mécanismes de la figure 3.31 montrent que ces solutions focales sont majoritairement en faille normale, en particulier dans la zone briançonnaise entre le Pelvoux et l'Argentera.

Dans cette région, 26 des 33 solutions focales sont en faille normale, principalement le long de failles longitudinales (failles NNW-SSE, cf. partie II). Les 7 autres sont associées à des décrochements, souvent avec une composante normale, dextres le long de failles longitudinales et/ou sénestres le long de failles transverses (E-W à NE-SW).

Dans la région à l'ouest du front pennique crustal, à l'aplomb de la zone de flyschs mais sous les nappes de flyschs *i.e.* dans le domaine externe, nous observons un régime sismotectonique similaire, avec des mécanismes en faille normale de direction plus variable.

Les trois seules solutions en faille inverse se trouvent à l'extrême sud de la zone de flysch et semblent indiquer un changement du régime de contrainte entre la zone cible et sa bordure sud-ouest.

La carte de la figure 3.31 précise les profondeurs et les magnitudes de chaque solutions focales (sous la forme prof/mag au-dessus des mécanismes). Elle montre que les deux types de solution focale (normales et décrochantes) ne sont pas réparties en fonction de la profondeur ni de la magnitude. Le régime sismotectonique de l'ensemble de la zone cible (qui sera discuté en détail dans le paragraphe 3 ci-après) apparaît donc globalement transtensif.

La figure 3.32 présente les répartitions des axes *P* et *T* en projection stéréographique (Schmidt, hémisphère inférieur). Les « meilleures valeurs » (analyse statistique de données sphériques, cf. Kiraly, 1969 ; Fischer, 1987 ; Pêcher, 1989) pour les axes *P* et *T* ne sont données qu'à titre indicatif, puisque ces stéréogrammes regroupent l'ensemble des 53 axes, sans distinction des différents types de mécanismes ni des différentes zones.

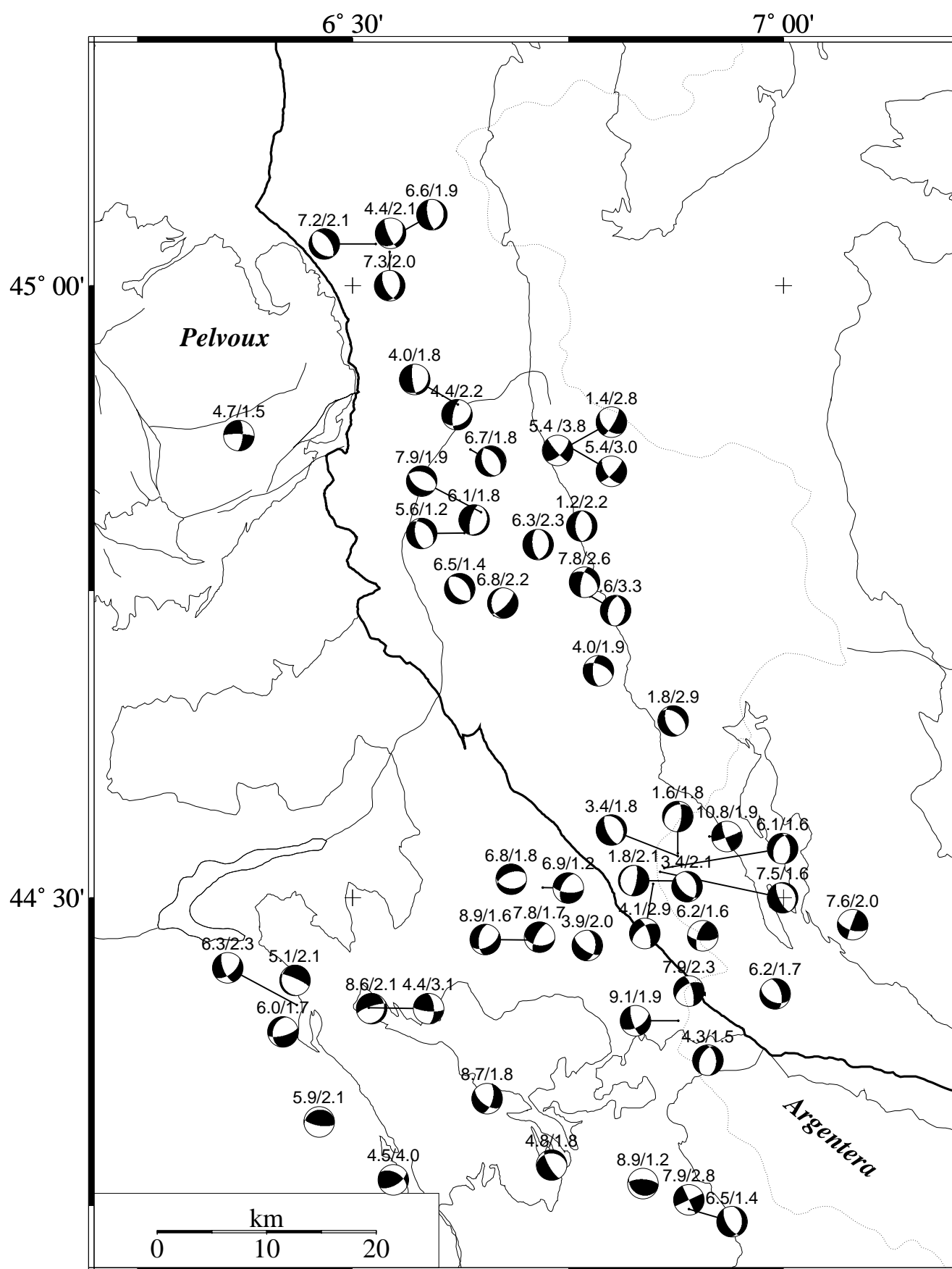


Figure 3.31 - Carte des solutions focales de la figure 3.29.
Les magnitudes et les profondeurs sont précisées sous la forme prof/mag.

Ces stéréogrammes rendent compte d'un champ de contraintes globalement *transtensif* :

- ☞ les axes T sont horizontaux et répartis principalement entre les directions N40-N130 et N220-N310 ;
- ☞ les axes P sont répartis entre la verticale (mécanismes normaux) et des directions horizontales globalement NNE-SSW (mécanismes décrochants).

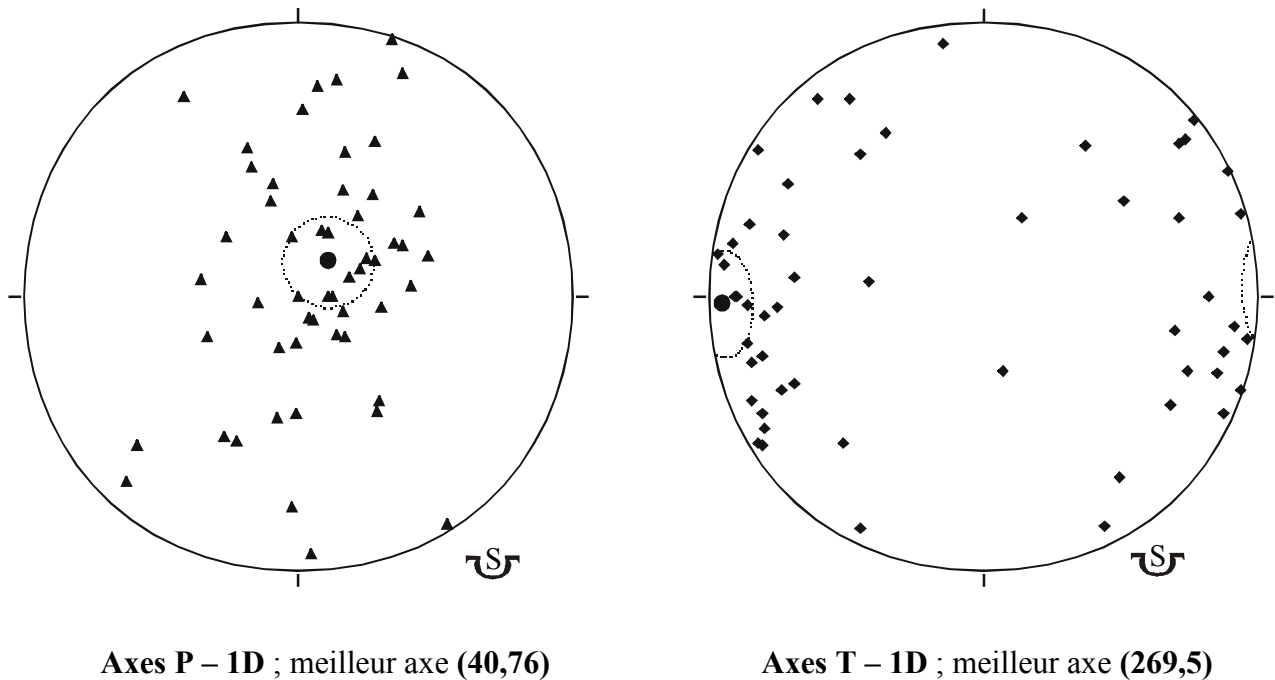


Figure 3.32 – Stéréogrammes des axes P et T des 53 solutions focales fiables calculées pour la zone cible avec le modèle de vitesse MIN1D (Schmidt, hémisphère inférieure). Les meilleurs axes (azimut, pendage) sont symbolisés par les disques noirs, les cônes de confiance à 95% associés sont tracés en pointillés.

2.3. Modèle de vitesse 3D

Le modèle de vitesse 3D présenté par Paul *et al.* (1998) nous a permis de recalculer les mécanismes focaux de la zone cible avec des rais parcourant un milieu tridimensionnel, donc pas nécessairement plans. Ce travail sur les solutions focales est actuellement en cours de développement. En particulier, le modèle de vitesse 3D utilisé dans cette étude (présenté figure 3.24) est *préliminaire*. Il convient donc d'être prudent quant aux interprétations que l'on pourra tirer des solutions focales calculées à partir de ce modèle 3D (et ce aussi bien en terme de tectonique régionale que de comparaison avec les solutions 1D).

Il est difficile de quantifier les améliorations apportées ou non aux solutions focales par le modèle 3D. J'ai dans un premier temps procédé au calcul de toutes les solutions focales possibles en partant de la base de données Sismalp, avec les critères exposés dans le paragraphe 2.1. Il s'avère que quelques solutions auparavant mal contraintes, mélangées, ou multiples (donc rejetées) sont notablement améliorées par ce modèle (solution unique bien contrainte).

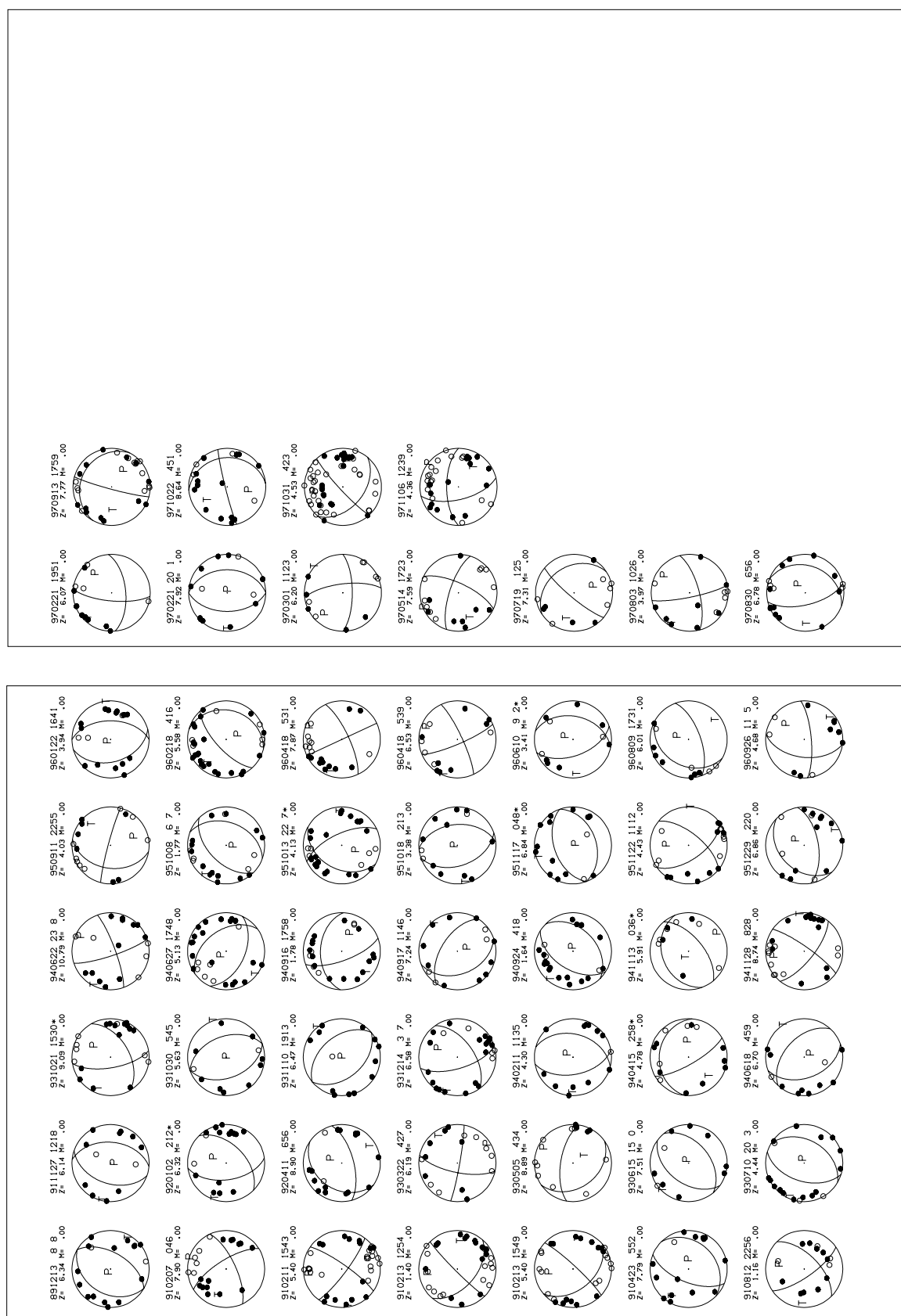


Figure 3.33 - Solutions focales fiables calculées dans la zone cible en utilisant le modèle de vitesse 3D. Figure à comparer avec la figure 3.29.

			localisation "3D"				solutions focales "MIN1D"										solutions focales "3D"									
date	hmn	mag	lat	long	prof	rms	phi1	dip1	rk1	phi2	dip2	rk2	phP	dipP	phT	dipT	phi1	dip1	rk1	phi2	dip2	rk2	phP	dipP	phT	dipT
891213	0808	2,3	44n46,93	6e43,31	6,3	0,22	95	30	-80	264	61	-96	69	74	268	15	120	55	-90	300	35	-90	300	80	120	10
910207	0046	2,3	44n25,46	6e52,56	7,9	0,26	75	70	-140	329	53	-25	208	42	108	11	155	70	20	58	71	159	17	1	286	28
910211	1543	3,8	44n51,97	6e44,36	5,4	0,29	135	65	-10	229	81	-155	5	24	270	11	125	80	-10	217	80	-170	351	14	261	0
910213	1254	2,8	44n52,07	6e43,71	1,4	0,38	225	45	-160	121	76	-47	341	42	90	19	315	85	40	221	50	173	351	23	96	31
910213	1549	3,0	44n51,91	6e44,24	5,4	0,39	135	75	-30	234	61	-163	1	32	97	9	230	45	-170	133	83	-45	351	36	100	24
910423	0552	1,7	44n28,06	6e42,02	7,8	0,28	185	45	-30	297	69	-131	73	49	326	14	135	30	-70	292	62	-101	88	71	300	16
910812	2256	2,2	44n48,49	6e44,83	1,2	0,39	90	35	-90	270	55	-90	90	80	270	10	135	60	-20	235	73	-148	9	34	273	8
911127	1218	1,6	44n31,48	6e50,99	6,1	0,32	85	50	-110	295	44	-68	200	74	99	3	95	45	-100	289	46	-80	189	83	282	0
920102	0212	2,3	44n24,58	6e27,06	6,3	0,3	140	55	-30	248	66	-141	18	44	282	7	135	50	-50	263	54	-127	22	60	288	2
920411	0656	1,6	44n27,88	6e41,88	8,9	0,29	150	50	-50	278	54	-127	37	60	303	2	165	65	-70	304	32	-126	19	64	150	18
930322	0427	1,6	44n28,12	6e53,64	6,2	0,24	185	65	150	289	63	28	147	1	56	38	190	85	160	282	70	5	148	10	54	18
930505	0434	1,2	44n16,06	6e50,81	8,9	0,29	205	25	110	3	67	81	10	21	166	67	235	35	130	9	64	66	27	16	150	63
930615	15 0	1,6	44n30,79	6e49,51	7,5	0,3	245	70	-90	65	20	-90	65	65	245	25	140	45	-80	306	46	-100	46	83	313	0
930710	2003	2,2	44n53,43	6e36,72	4,4	0,25	155	35	-40	280	68	-118	61	57	300	19	120	40	-80	287	51	-98	63	82	293	5
931021	1530	1,9	44n23,77	6e52,23	9,1	0,22	150	55	-20	252	74	-143	26	37	287	12	150	50	-30	260	68	-136	33	46	291	11
931030	0545	1,2	44n47,48	6e38,38	5,6	0,15	260	55	-70	48	40	-116	131	72	246	8	250	45	-90	70	45	-90	321	90	70	0
931110	1913	1,4	44n44,52	6e37,25	6,5	0,26	230	45	-90	50	45	-90	301	90	50	0	230	45	-90	50	45	-90	301	90	50	0
931214	0307	1,9	45n 2,12	6e32,34	6,6	0,33	100	25	-70	258	67	-99	61	67	265	21	145	55	-30	253	66	-141	23	44	287	7
940211	1135	1,5	44n21,96	6e54,04	4,3	0,31	85	45	-110	292	48	-71	182	76	279	2	105	40	-70	260	53	-106	28	76	271	7
940415	0258	1,8	44n16,37	6e43,64	4,8	0,3	240	75	-70	5	25	-142	85	56	224	27	240	75	-70	5	25	-142	85	56	224	27
940618	0459	1,2	44n51,52	6e37,84	6,7	0,22	250	45	-80	56	46	-100	156	83	63	0	250	45	-70	43	48	-109	153	76	56	2
940622	2308	1,8	44n33,41	6e54,07	10,8	0,24	160	85	-10	251	80	-175	25	11	116	3	160	80	-10	252	80	-170	26	14	296	0
940627	1748	2,7	44n25,94	6e27,95	5,1	0,34	255	15	-40	24	80	-102	190	53	34	34	205	50	-110	55	44	-68	320	74	219	3
940916	1758	2,1	44n38,39	6e51,27	1,8	0,18	250	50	-70	41	44	-112	135	74	236	3	250	70	-50	2	44	-150	113	49	222	15
940917	1146	1,5	45n 2,11	6e31,22	7,2	0,25	225	35	-100	57	56	-83	262	78	52	10	250	40	-60	33	56	-113	162	69	49	9
940924	0418	2,5	44n31,80	6e51,26	1,6	0,31	95	70	-110	322	28	-47	246	60	110	22	135	40	-80	302	51	-98	78	82	308	5
941113	0036	1,4	44n18,51	6e26,54	5,9	0,2	190	70	100	343	22	64	182	24	26	64	140	60	80	339	32	107	147	14	295	73
941128	0828	1,8	44n20,00	6e38,99	8,7	0,29	105	60	-40	218	56	-143	340	48	72	2	125	80	-20	219	70	-169	350	21	83	7
950911	2255	1,9	44n41,16	6e46,42	4,0	0,25	270	60	-40	23	56	-143	145	48	237	2	15	85	-130	279	40	-8	160	37	46	29
951008	0607	2,1	44n30,29	6e52,98	1,8	0,24	100	75	-90	280	15	-90	280	60	100	30	110	40	-110	315	53	-74	187	76	304	7
951013	2207	2,9	44n30,24	6e50,07	4,1	0,22	70	70	-140	324	53	-25	203	42	103	11	65	65	-120	299	38	-43	202	59	86	15
951018	0213	2,1	44n30,08	6e52,19	3,4	0,12	225	55	-110	77	40	-64	354	72	239	8	85	45	-80	251	46	-100	351	83	258	0
951117	0048	1,8	44n30,45	6e40,12	6,8	0,17	185	40	-70	340	53	-106	108	76	351	7	160	40	-90	340	50	-90	160	85	340	5
951122	1112	2,1	45n 2,44	6e32,28	4,4	0,31	130	30	-30	247	76	-117	36	52	267	26	235	60	-150	129	64	-34	0	41	93	3
951229	0220	1,2	44n30,40	6e42,48	6,9	0,21	185	65	-40	295	54	-149	55	45	152	6	170	60	-70	314	36	-121	31	68	156	13
960122	1641	2,0	44n27,58	6e45,19	3,9	0,19	95	45	-40	216	63	-127	347	55	242	10	90	50	-80	255	41	-102	323	81	83	5
960218	0416	3,3	44n44,87	6e44,98	5,6	0,22	90	40	-100	283	51	-82	147	82	277	5	105	25	-120	318	69	-77	159	64	307	22
960418	0531	2,8	44n14,98	6e52,63	7,9	0,2	155	90	0	65	90	180	20	0	110	0	155	75	0	65	90	165	21	11	289	11
960418	0539	1,4	44n15,00	6e53,07	6,5	0,23	95	35	-60	240	60	-109	20	69	254	13	155	80	-10	247	80	-170	21	14	291	0
960610	0902	1,8	44n31,68	6e51,80	3,4	0,33	245	65	-90	65	25	-90	65	70	245	20	250	55	-110	102	40	-64	19	72	264	8
960809	1731	1,7	44n23,22	6e24,33	6,0	0,33	165	70	-60	286	36	-144	23	55	143	19	160	65	-70	299	32	-126	14	64	145	18
960926	1105	1,5	44n51,94	6e21,76	4,7	0,31	95	70	-170	2	81	-20	227	21	320	7	175	75	-40	277	52	-161	39	38	141	15
970221	1951	1,8	44n48,20	6e38,25	6,1	0,3	115	20	-80	284	70	-94	98	65	287	25	175	60	-20	275	73	-148	49	34	313	8
970221	2001	1,9	44n48,21	6e38,24	7,9	0,35	215	50	-80	20	41	-102	88	81	208	5	90	40	-90	270	50	-90	90	85	270	5
970301	1123	1,7	44n25,24	6e58,56	6,2	0,29	205	45	-130	75	57	-57	309	62	52	7	180	70	-160	83	71	-21	311	28	42	1
970514	1723	2,0	44n28,44	7e 3,69	7,6	0,27	290	85	30	197	60	174	330	17	68	24	115	70	20	18	71	159	337	1	246	28
970719	0125	2,0	45n 1,56	6e32,46	7,3	0,4	100	35	-60	245	60	-109	25	69	259	13	310	80	-60	57	32	-161	161	47	286	29
970803	1026	1,8	44n53,61	6e36,58	4,0	0,34	135	20	-40	263	77	-106	64	55	276	31	165	70	-10	259	81	-160	33	21	300	7
970830	0656	2,2	44n43,43	6e39,47	6,8	0,34	135	70	-70	268	28	-133	344	60	120	22	110	30	-60	256	64	-106	47	67	268	18
970913	1759	2,6	44n44,89	6e45,40	7,8	0,32	35	40	-150	281	71	-54	142	50	255	18	285	85	-70	29	21	-166	126	46	267	37
971022	0451	2,1	44n24,32	6e30,99	8,6	0,39	110	20	-140	342	77	-74	181	55	329	31	85	25	-170	346	86	-65	190	44	325	36
971031	0423	4,0	44n15,72	6e32,21	4,5	0,26	150	60	50	29	48	138	177	7	277	55	220	45	170	317	83	45	350	24	99	36
971106	1239	3,1	44n24,62	6e31,18	4,4	0,29	185	75	30	87	61	163	223	9	319	32	0	65	30	256	63	152	38	1	129	38

Tableau 3.2 - Paramètres des solutions focales recalculées avec le modèle de vitesse 3D. Les paramètres des solutions focales correspondantes calculées avec le modèle MIN1D sont rappelées pour comparaison. - Abréviations identiques à celle du tableau 3.1.

Par contre, un certain nombre de solutions auparavant uniques et assez bien contraintes deviennent multiples... et devraient être rejetées.

Etant donné le caractère préliminaire du modèle utilisé, je ne présenterai ici que les solutions correspondant aux 53 mécanismes du paragraphe précédent. Pour ce qui est des « nouvelles » solutions multiples, j'ai choisi (arbitrairement) la plus proche de la solution focale calculée avec le modèle MIN1D.

Pour les mêmes raisons, je conserverai par la suite les solutions focales calculées avec le modèle MIN1D (dans les §2.4 et 2.5 et les chapitres III.3 et III.4), mais en utilisant les localisations effectuées avec le modèle 3D puisque nous avons établi et quantifié les améliorations apportées par ce modèle en terme de localisation (§1.3).

Une des perspectives ouvertes par ce travail est le calcul systématique de solutions focales 3D. Cette analyse pourrait être menée relativement rapidement aussi bien pour la zone cible que pour les autres régions couvertes par le modèle de vitesse 3D, une fois le modèle définitif établi, les procédures de tri et de calcul étant assez bien rodées.

Les 53 solutions focales recalculées avec le modèle 3D sont dessinées figure 3.33 (page de gauche) avec, pour faciliter une comparaison directe (cf. §2.4), les 53 solutions focales de la figure 3.29 (page de droite). Les paramètres de ces mécanismes sont précisés dans le tableau 3.2. La figure 3.34 présente les répartitions respectives des axes P et T 3D associés.

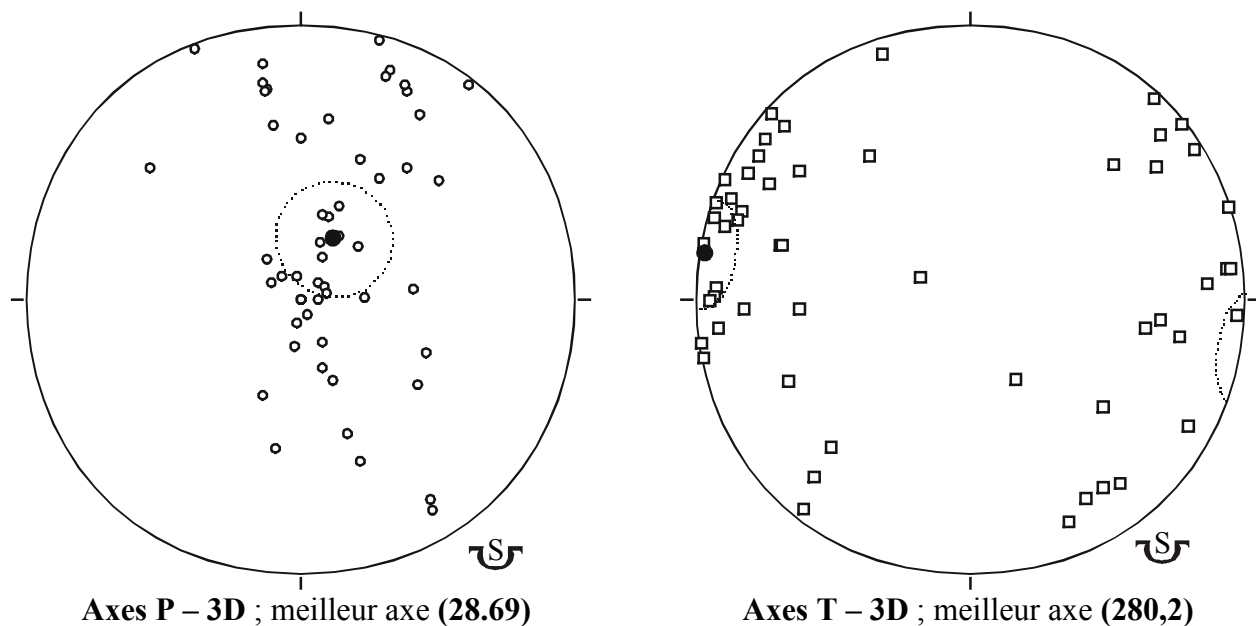


Figure 3.34 – Stéréogrammes des axes P et T des 53 solutions focales recalculées pour la zone cible avec le modèle de vitesse 3D (mêmes conventions que la figure 3.32).

2.4. Comparaisons

La figure 3.33 montre que les solutions focales 1D et 3D sont généralement proches. Les mécanismes présentés dans le paragraphe 2.1 sont donc stables. Seuls quelques mécanismes changent notablement d'allure, avec des composantes décrochantes un peu plus importantes pour la version 3D (e.g. mécanisme 960418).

Les grandes tendances illustrées par la figure 3.32 pour les axes P et T 1D se retrouvent dans les deux stéréogrammes de la figure 3.34 pour les axes 3D. avec des variations assez faibles des meilleurs axes calculés.

La figure 3.35 illustre les variations d'ensemble des axes P et T avec deux stéréogrammes des axes P 1D et 3D d'une part et T 1D et 3D d'autre part.

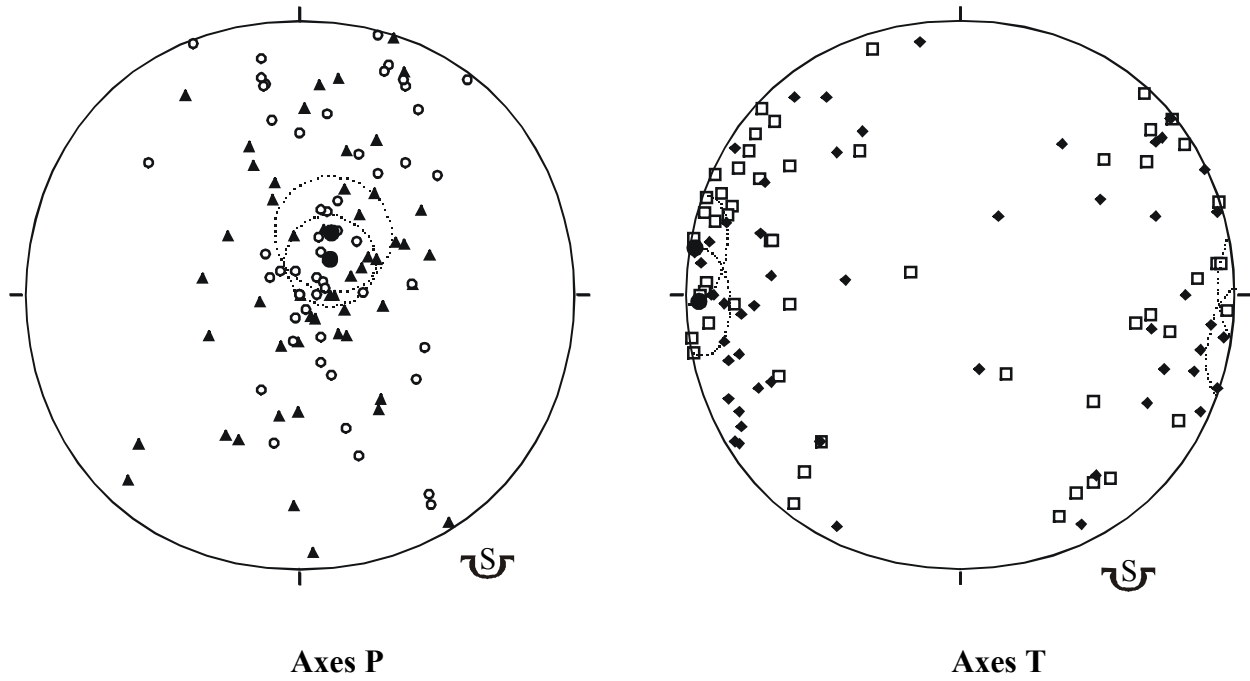


Figure 3.35 – Stéréogrammes des axes P et T des 53 solutions focales calculés avec les modèles de vitesse MIN1D (symboles noirs) et 3D (symboles blancs). Conventions identiques à la figure 3.32.

Les stéréogrammes de la figure 3.35 montrent que les deux modèles de vitesse fournissent des résultats d'ensemble très proches. D'un point de vue qualitatif, les zones regroupant les axes P et T pour les deux modèles sont identiques, ce que confirment les chevauchements des cônes de confiance à 95% des meilleurs axes.

En conclusion, l'utilisation du modèle de vitesse 3D pour le calcul des solutions focales présente surtout un intérêt méthodologique (comparaison des solutions focales calculées avec deux modèles très différents). Il est difficile d'évaluer l'amélioration potentielle apportée par le modèle de vitesse 3D en ce qui concerne la qualité des mécanismes focaux. Néanmoins, les variations généralement faibles des mécanismes individuels et les répartitions globalement similaires des axes P et T pour les deux modèles de vitesse mettent en relief la *stabilité* des 53 solutions focales fiables utilisées dans ce chapitre.

3. Une synthèse régionale sismotectonique – géologie structurale

Le travail minutieux effectué sur la base de données Sismalp constitue un préalable à une analyse sismotectonique précise. Il nous a permis de constituer un catalogue de localisations précises pour 1208 événements (incertitudes sur les positions épacentrales inférieures au kilomètre, incertitudes sur les profondeurs hypocentrales inférieures à deux kilomètres)

et de calculer 53 solutions focales fiables inédites dans la région située entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera.

Le résultat de ce travail est exploité dans ce chapitre consacré à l'analyse sismotectonique de la zone cible et à une synthèse avec l'analyse structurale de la partie II.

3.1. Analyse sismotectonique régionale

3.1.1. Sismotectonique et failles actives

La sismicité au sud-est du massif du Pelvoux est une sismicité de croûte supérieure, avec des hypocentres localisés principalement entre 2 et 10 km de profondeur. La carte des épacentres de la figure 3.28 présente une activité assez concentrée dans l'ensemble de la zone briançonnaise, à l'est du front pennique crustal (trait épais). Une activité plus diffuse affecte aussi la zone au sud-ouest du front pennique crustal, dans, ou plutôt à l'aplomb de la zone de flyschs de l'Embrunais-Ubaye. Enfin, les séismes situés les plus à l'est sur cette carte sont liés à l'activité de l'arc sismique piémontais, discutée au chapitre III.3.

Les cartes de la figure 3.36 montrent la répartition des séismes sélectionnés par tranches de profondeur. L'activité superficielle (profondeurs hypocentrales inférieures à 2 km) est exclusivement localisée dans la zone briançonnaise. Etant donné l'épaisseur assez faible des nappes de flyschs de l'Embrunais-Ubaye (un à trois kilomètres environ) (Kerckhove, 1969), cette première carte montre que ces nappes de flyschs sont globalement asismiques (contrairement à ce que la figure 3.28 laissait suggérer). La sismicité localisée au sud-ouest du front pennique crustal se trouve en fait en zone externe, sous les nappes de flyschs d'origine pennique, soit dans les nappes de couverture céno-mésozoïques dauphinoises, soit dans le socle dauphinois (socle de la zone externe). La profondeur du socle est également faible dans ce secteur (2 ou 3 kilomètres sous les flyschs : Ménard, 1979 ; Ménard, 1984). Contrairement au massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera qui sont pratiquement asismiques, l'ensellement de socle entre ces deux massifs est donc affecté par une activité sismique relativement importante (carte de la sismicité entre 6 et 10 km).

Dans la zone briançonnaise, la sismicité se concentre en essaims sismiques qui s'alignent selon des directions longitudinales à la chaîne. A l'échelle régionale, les séismes suivent remarquablement la forme arquée de l'arc alpin, elle-même soulignée par le front pennique crustal. D'autre part, comme le montre la figure 3.37, les zones actives se calquent assez bien sur le réseau de failles tardives, surtout en ce qui concerne les failles longitudinales. L'activité sismique se concentre sur des accidents longitudinaux, subparallèles au front pennique crustal et en position plus interne. Cette géométrie correspond parfaitement au réseau de failles tardi-alpines étudié dans la partie II.

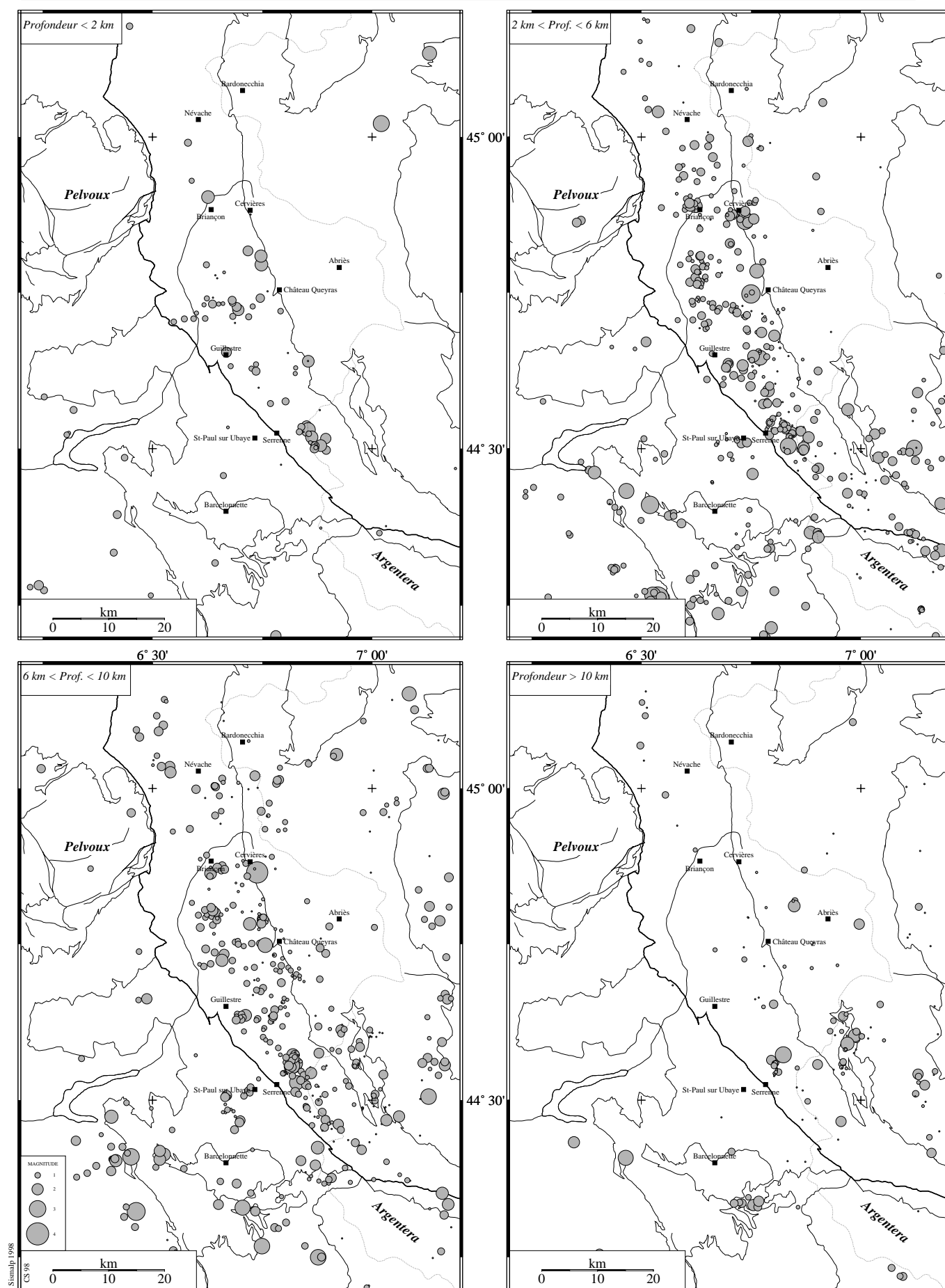


Figure 3.36 - Répartition de la sismicité de la zone cible par classes de profondeur (0 km, 2 km, 6 km, 10 km). Données Sismalp, modèle de vitesse 3D.

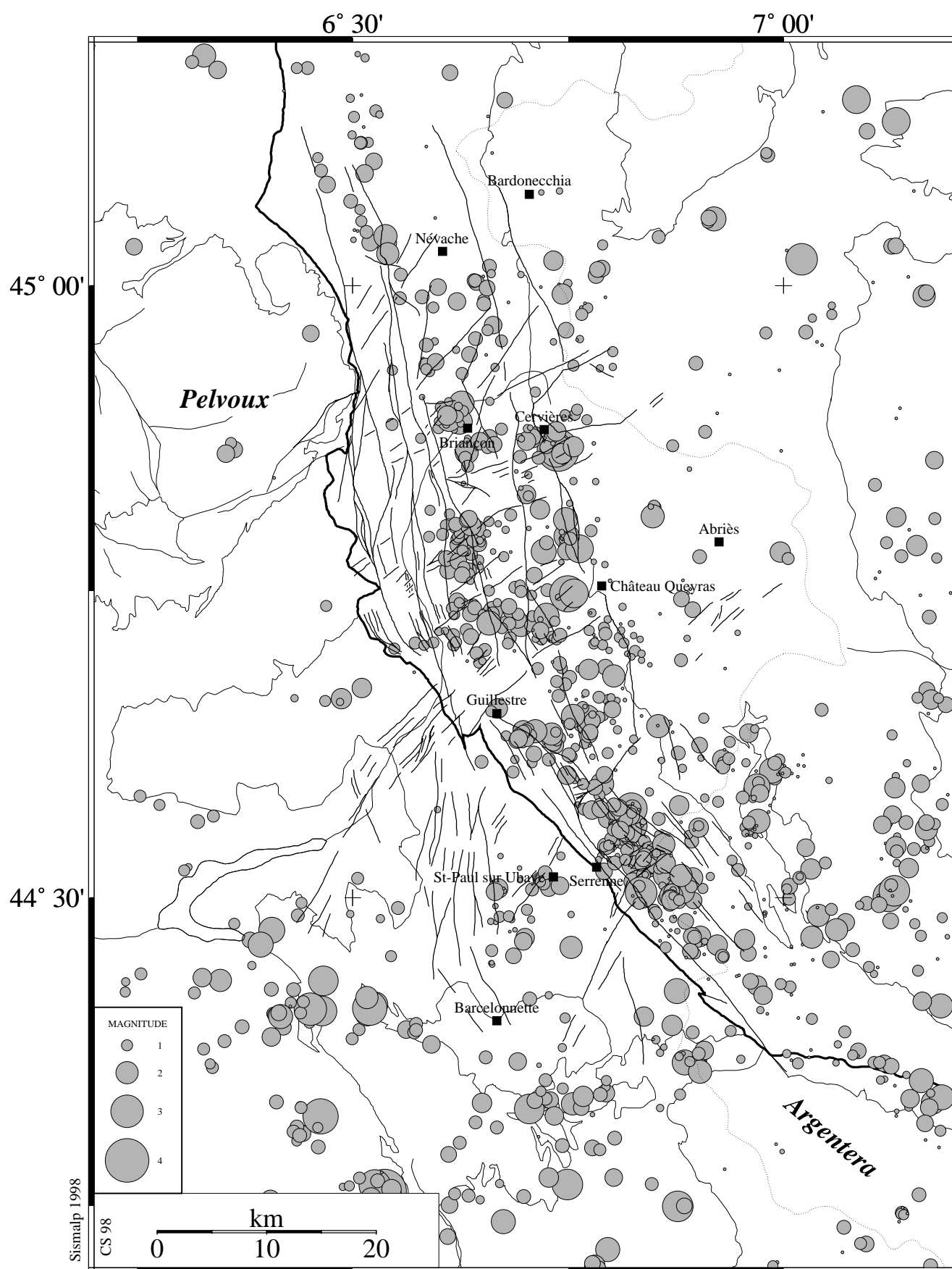


Figure 3.37 - Localisation de la sismicité par rapport au réseau de failles tardives étudié partie II.

Compte tenu de la répartition en profondeur des séismes (voir ci-après), et du pendage des accidents, les failles actives ne sont pas forcément les failles superposées à la sismicité, du moins quand les foyers ne sont pas trop superficiels. Néanmoins, la géométrie d'ensemble des zones sismiques (longitudinales) suggère que cette *activité sismique soit liée au réseau de failles tardives*.

Trois accidents actifs principaux ressortent de cette carte de sismicité :

- ☞ Immédiatement à l'est du front pennique crustal, une première zone active vraisemblablement associée à la *faille de la Durance* (voir les analyses de détail ci-après) s'étend depuis le nord-ouest de Névache jusqu'au nord de Guillestre.
- ☞ Cette zone active se poursuit au sud par l'alignement qui passe à l'est de Serenne, dans l'essaim du Chambeyron étudié par Fréchet et Pavoni (1978) et Guyoton *et al.* (1990). Cette seconde zone active est associée à la *faille de Bersezio-Serenne*.
- ☞ Enfin, entre Cervières et Château-Queyras, l'activité sismique, caractérisée par des magnitudes un peu plus élevées, de l'ordre de 4 (*e.g.* les séismes de Cervières des 11 et 13 février 1991, Thouvenot *et al.*, 1991), suit le faisceau de failles est-briançonnais qui marque le contact entre la zone briançonnaise et la zone piémontaise.

Les cartes par classes de profondeur de la figure 3.36 montrent que la sismicité de la zone briançonnaise est concentrée entre 2 et 10 km de profondeur. Ces profondeurs hypocentrales faibles corroborent la relation entre sismicité et fracturation de surface. Par ailleurs, au vu de la répartition en profondeur, il apparaît que l'activité sismique est *limitée à la zone briançonnaise, i.e.* au dessus du front pennique crustal. Sa géométrie est connue plus au nord par le profil ECORS et l'on peut supposer que ses caractéristiques principales se retrouvent à la latitude de la zone cible. En effet, le profil ECORS a montré une structure avec une rampe de chevauchement associée à un plat vers 15 km de profondeur (Tardy *et al.*, 1990 ; Sénéchal, 1991 ; Sénéchal et Thouvenot, 1991).

En ce qui concerne la direction transverse (NNE-SSW), il est plus difficile d'établir une relation entre la fracturation de surface et l'activité sismique. Quelques alignements transverses peuvent néanmoins se laisser deviner au sud de Névache, au sud-ouest de Château-Queyras et au sud-est de Guillestre.

Par contre, des lacunes de sismicité le long de l'alignement longitudinal ouest (faille de la Durance) sont très nettes, au vu de la densité des séismes sur cette direction, et semblent correspondre à ces alignement transverses. Nous pouvons proposer que ces derniers fonctionnent en failles de transferts et tronçonnent la faille de la Durance dont seuls certains segments seraient actifs. En particulier, les faisceaux de failles du Guil et de l'Embrunais semblent perturber l'activité des failles longitudinales à hauteur de Guillestre.

3.1.2. Analyse régionale des solutions focales

Nous avons vu que les solutions focales calculées pour cette région sont majoritairement en failles normales (figure 3.29). La figure 3.38 illustre les relations entre les alignements sismiques et les mécanismes. Nous retrouvons de nombreuses solutions focales dans la zone briançonnaise, corrélées d'une part avec les directions des alignements sismiques, d'autre part avec les accidents de surfaces. Quelques solutions focales présentent des composantes décrochantes plus ou moins importantes. Tous les mécanismes de la zone briançonnaise à composante décrochante montrent un sens de mouvement dextre selon la direction longitudinale (N120-N180) ou sénestre selon la direction transverse (N40-N90).

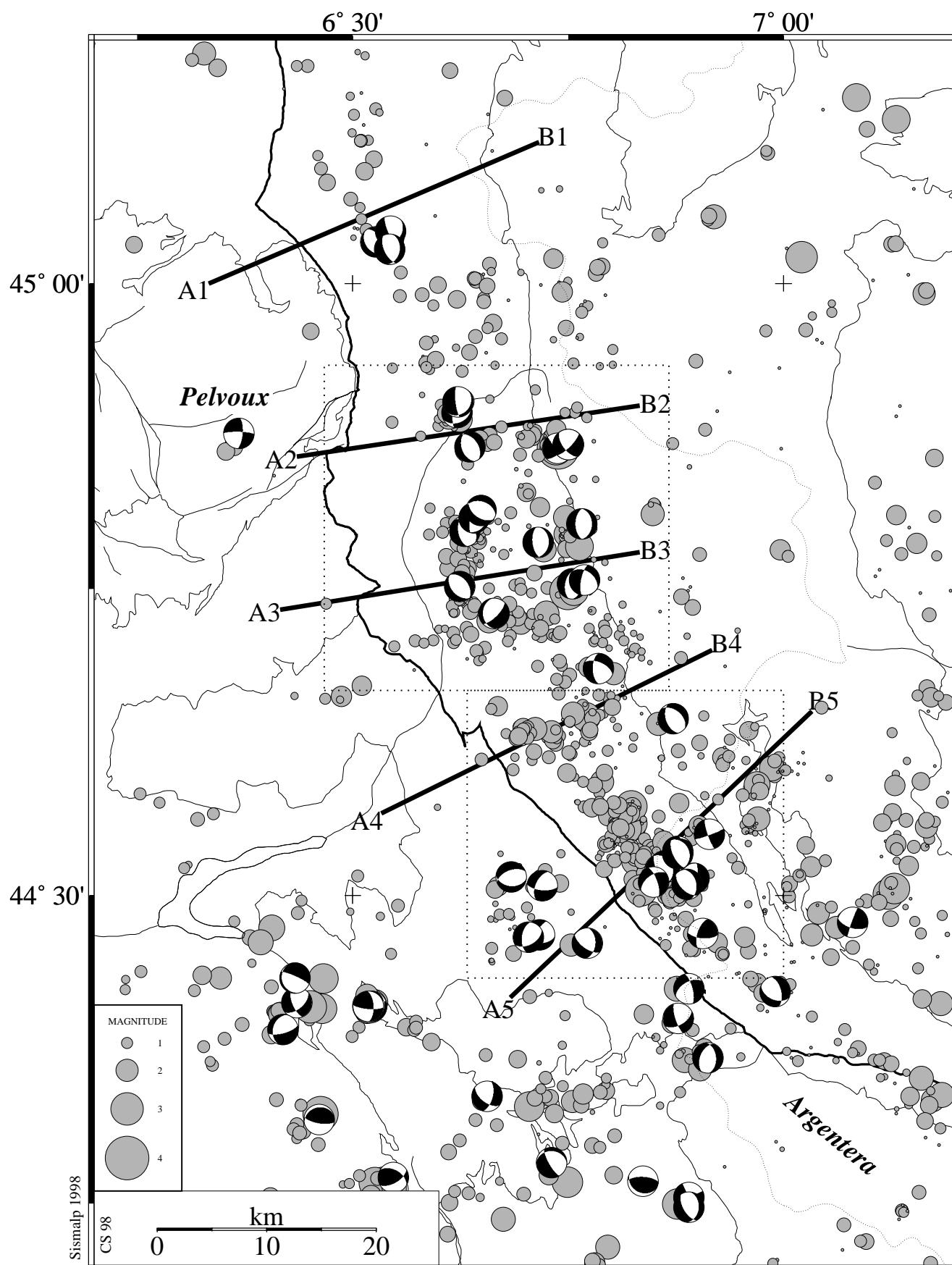


Figure 3.38 - Carte sismotectonique générale montrant une bonne corrélation entre les plans nodaux en failles normales N130-N180 et les alignement sismiques longitudinaux dans la zone briançonnaise. Les cadres pointillés localisent les deux zones étudiées en détail dans les paragraphes 3.2.1 (cadre nord) et 3.2.2 (cadre sud). Les traits épais représentent les cinq coupes de la figure 3.40.

Notons que ces solutions en décrochement se localisent souvent près d'intersections entre des failles longitudinales et des failles transverses dont nous avons montré les fonctionnements respectivement dextre et sénestre dans l'analyse structurale de la partie II (e.g. séismes de Cervières). De ce fait, il est difficile de déterminer lequel des deux plans nodaux correspond au plan de faille à partir de la fracturation de surface.

Les mécanismes focaux calculés dans la zone externe, à l'aplomb de la zone de flyschs, montrent aussi de façon très nette un régime tectonique extensif. Par contre, les directions des failles normales sont plus variables que dans la zone briançonnaise, avec une proportion importante de failles transverses. Notons que quatre solutions focales en faille normale transverse correspondent à l'essai sismique qui se trouve immédiatement au sud-ouest de St-Paul-sur-Ubaye, à l'aplomb d'une zone de failles de direction N40. Pour cet essai particulier de la zone externe, nous retrouvons une bonne corrélation entre fracturation de surface et sismotectonique.

Enfin, trois solutions focales inverses sont localisées à l'extrême sud de la zone étudiée. Marginales dans le contexte tectonique d'ensemble de cette région, elles sont pourtant plus conformes au type de mécanisme au foyer d'une chaîne de collision ! Par anticipation sur la synthèse du chapitre III.4, nous pouvons d'ores et déjà associer ces trois solutions focales au régime compressif radial qui prévaut au front de l'arc alpin occidental (voir le chapitre introductif II.1).

De façon équivalente à la représentation des mécanismes en *sphères focales*, la représentation des projections cartographiques des axes *P* et *T* *simultanément* permet de tracer des cartes de trajectoires *P* et *T* plus lisibles que les cartes de solutions focales, mettant en relief une éventuelle logique régionale entre les différents mécanismes. Cette représentation a par contre l'inconvénient de suggérer des *contraintes* alors que les axes *P* et *T* ne sont que les *axes bissecteurs des dièdres droits* contenant les contraintes respectivement maximale et minimale (cf. chapitre III.4, §1).

Dans une première approximation, et par abus de langage, les termes de « direction de contrainte maximale et minimale » sont fréquemment employés pour désigner ces axes *P* et *T* (e.g. Fréchet, 1978 ; Pavoni, 1986 ; Pavoni, 1980). L'étude du champ de contraintes actuel des zones internes de l'arc alpin déterminé par *inversion* des solutions focales est détaillée dans le chapitre III.4. Nous nous limiterons donc ici à l'analyse des cartes des axes *P* et *T*.

Les cartes des axes *P* et *T* (projetés sur l'horizontale) de la figure 3.39 contiennent ainsi la même information que la carte de mécanismes au foyer. Pourtant, en ce qui concerne les axes *T*, cette figure montre une géométrie en éventail ou *radiale*, pour une vingtaine de ces axes, information qui n'apparaissait pas de façon aussi nette dans la carte des mécanismes.

Ainsi, du moins dans la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (*i.e.* en **zone interne**), nous montrons une direction des **axes *T* radiale à l'arc alpin**, *i.e.* globalement perpendiculaire au front pennique crustal et à l'axe de la chaîne. Cette caractéristique a déjà été soulignée, **pour les axes *P***, par Ahorner (1972) à l'échelle de la chaîne, Pavoni (1986), Fréchet (1978), Ménard (1988) à l'échelle de l'arc occidental et **en zone externe**. Ce résultat est primordial puisqu'il montre que les régimes tectoniques des zones internes de l'arc alpin sud-occidental et de la zone externe sont antagonistes : compression radiale en zone externe ; extension radiale en zone interne, près du front pennique crustal.

La carte des axes *P* montre un nombre important d'axes subverticaux (courts) associés aux solutions focales en faille normale. Les axes *P* horizontaux sont associés aux mécanismes décrochants et aux trois failles inverses, aux abords sud-ouest de la nappe de flyschs où leurs orientations sont compatibles avec la compression radiale en zone externe (Fréchet, 1978 ; Pavoni, 1986 ; Ménard, 1988).

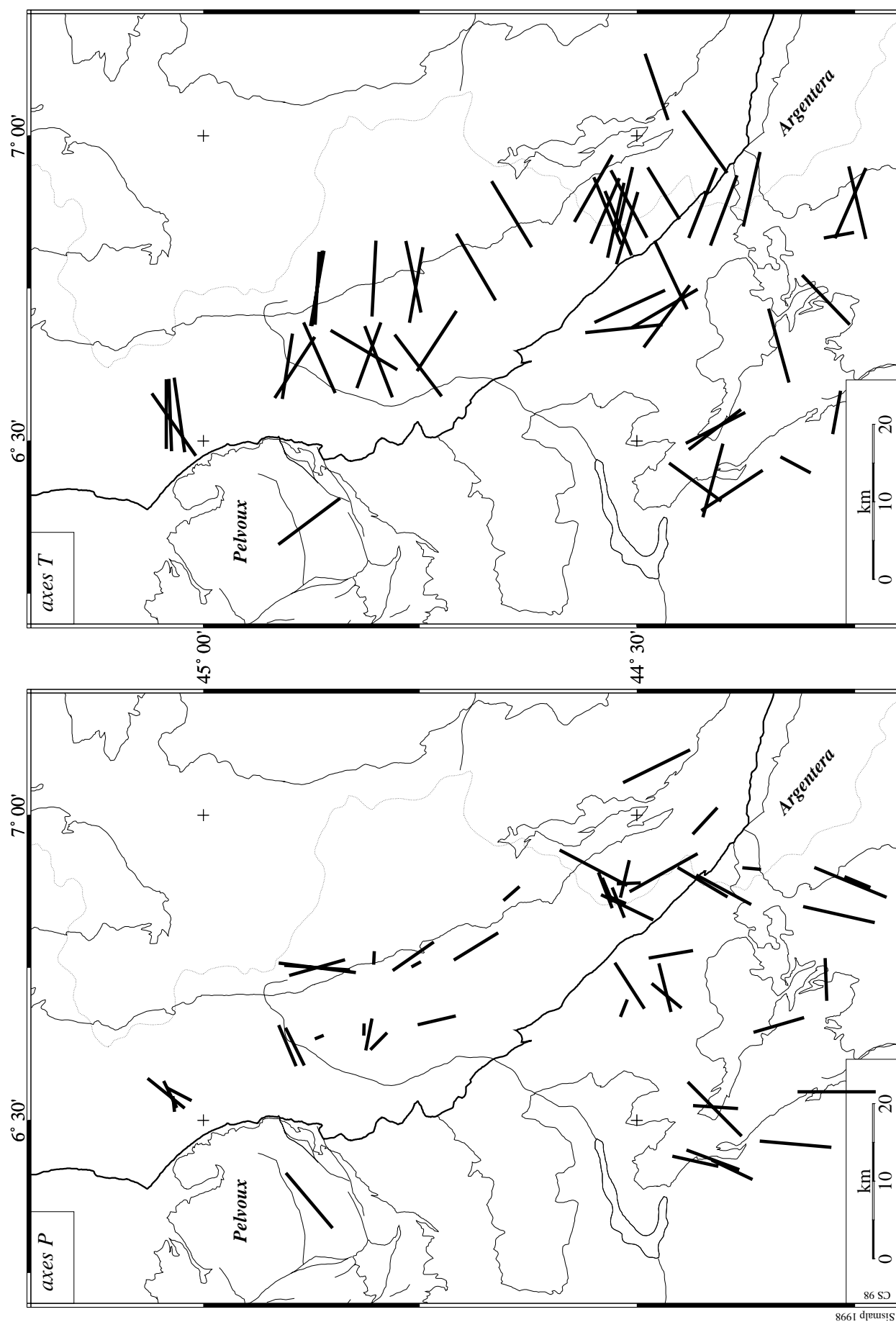


Figure 3.39 - Cartes des axes P (en bas) et T (en haut) des 53 solutions focales présentées figure 3.29.

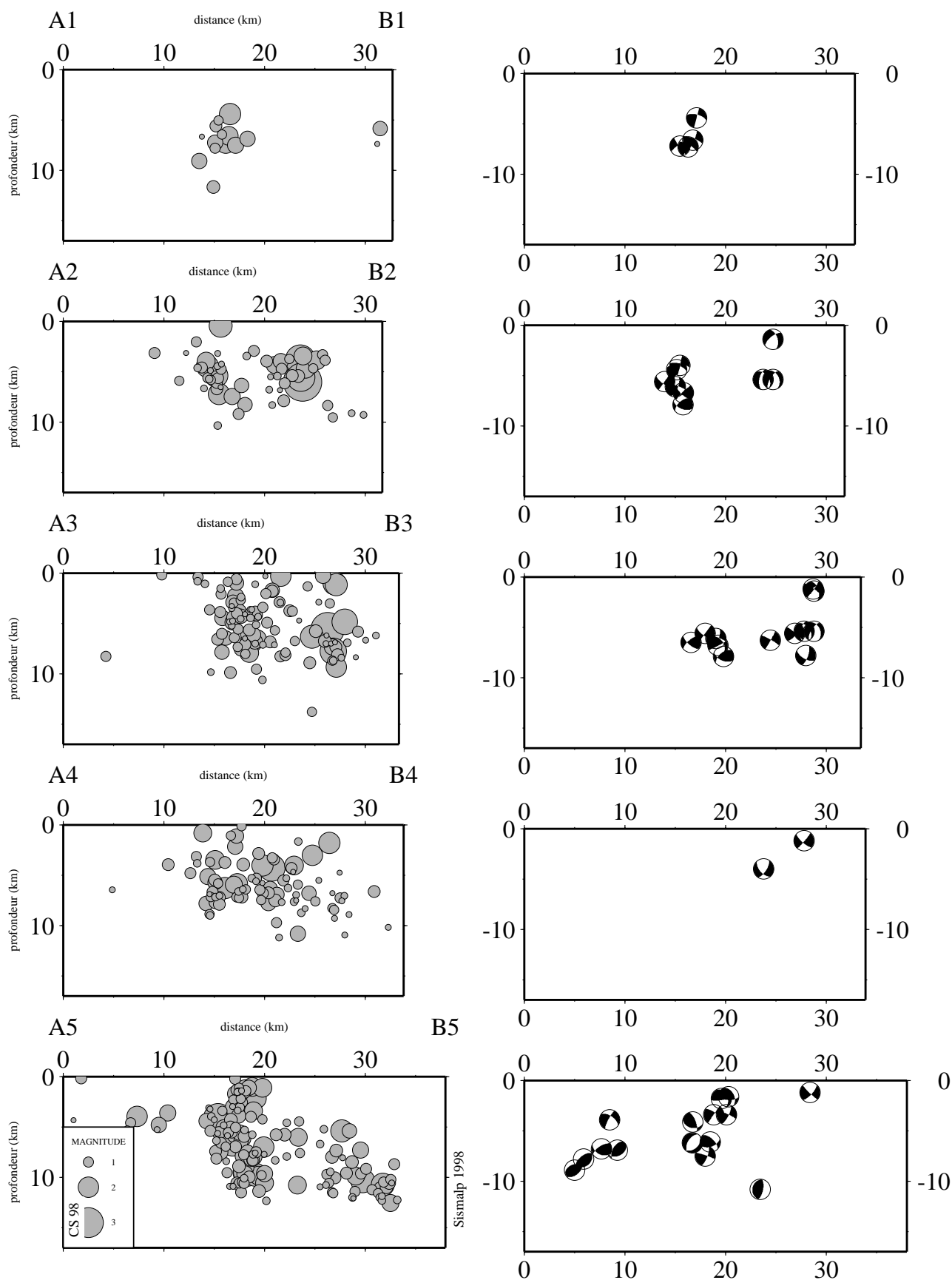


Figure 3.40 - Coupes sériées à travers l'arc sismique briançonnais (traits épais sur la figure 3.38). La largeur des coupes est de 5 km de part et d'autre du trait de coupe. Les sections des sphères focales dessinées sur les coupes de droite sont parallèles aux plans de coupes.

3.1.3. Coupes sismotectoniques

Sur la carte de la figure 3.38 sont aussi reportées :

- ☞ deux zones en pointillés étudiées plus précisément dans les paragraphes 3.2.1 (région de Briançon, cadre nord) et 3.2.2 (région de la Haute Ubaye, cadre sud) ;
- ☞ les 5 traces des coupes sériées (Ai/Bi) de la figure 3.40 représentées par les traits épais.

Ces coupes sériées réparties du nord au sud de la zone cible traversent l'ensemble de la zone briançonnaise perpendiculairement aux alignements longitudinaux. Leurs largeurs sont de 5 km de part et d'autre du trait de coupe, excepté pour la coupe des mécanismes focaux A5/B5 (10 km, afin d'imager l'activité tectonique de l'essai ouest).

Les quatre coupes nord montrent une sismicité limitée aux 12 premiers kilomètres, quelques kilomètres à l'est du front pennique crustal. Cette géométrie montre que l'activité sismique est contenue *dans* la zone briançonnaise, au dessus du front pennique crustal (si l'on admet une structure en rampe et plat à 15 km de profondeur comme imagée par le profil ECORS, plus au nord). Par contre, la coupe sud montre une activité légèrement plus profonde et surtout plus proche du front pennique crustal (cf. §3.2.2).

La sismicité de la faille de la Durance correspond assez clairement aux essais ouest des trois premières coupes (pendage est). Cette faille semble se brancher sur le front pennique (cf. §3.2.1). Les essais est des coupes A2/B2 et A3/B3 correspondent à la faille est briançonnaise, sans que l'on puisse en évaluer le pendage. Sur les coupes, les mécanismes montrent que ces failles fonctionnent en failles normales, avec une composante dextre possible sur la faille est, et un effondrement de la partie est pour la faille de la Durance (pendage est). Les alignements longitudinaux sont perturbés par les directions transverses, en particulier sur la coupe A4/B4.

La coupe A5/B5 donne une image assez claire de la faille de Serenne (essai central), mais comporte vraisemblablement des séismes liés à des failles transverses (essai ouest). La faille de Serenne semble s'ancrer plus profondément que la faille de la Durance (cf. §3.2.2). Cette faille a elle aussi fonctionné en faille normale à composante décrochante dextre.

Du nord au sud, ces coupes mettent en relief une bonne corrélation d'ensemble entre les zones de failles connues en surface et l'activité sismique, et ce d'un point de vue géométrique aussi bien que d'un point de vue cinématique.

3.2. Analyses sismotectoniques locales

3.2.1. De Briançon à Guillestre : faille de la Durance

Un agrandissement de la région de Briançon immédiatement au sud-est du Pelvoux (figure 3.41) confirme que les directions des alignements sismiques correspondent *qualitativement* à la carte de la fracturation de surface. En particulier, les séismes de la faille est briançonnaise, très raide (coupe A7/B7), se localisent à l'aplomb de failles reconnues sur le terrain. La faille de la Durance, à pendage moins prononcé (environ 60°, coupe A6/B6), présente une sismicité apparemment plus diffuse *en carte*. Par contre, en coupe, l'essai sismique associé à cet accident est très resserré (coupe A6/B6), ce qui permet de donner une image fiable de la faille *active* de la Durance.

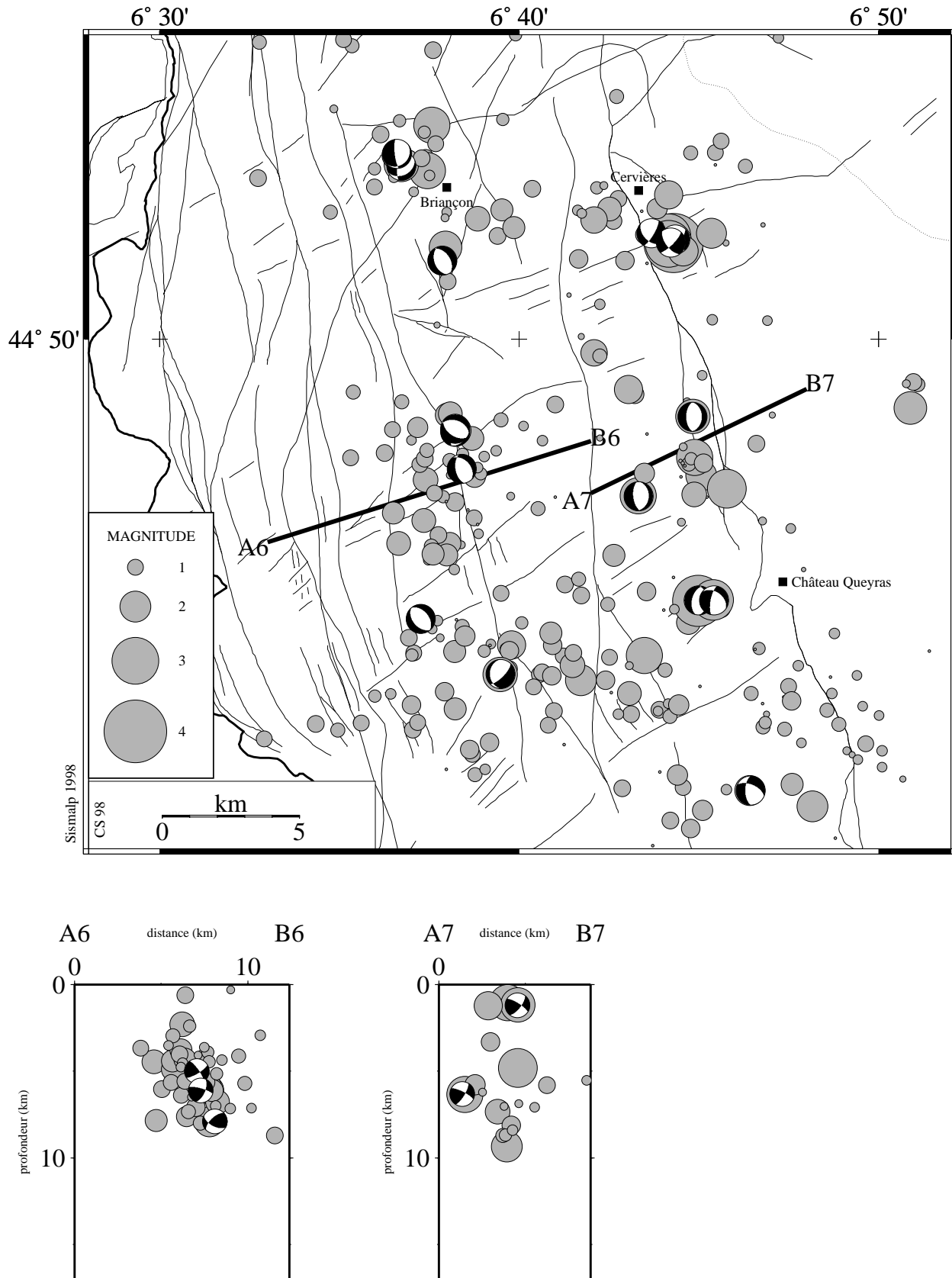


Figure 3.41 - Carte et coupes simotectoniques de la région de Briançon. L'activité sismique suit la fracturation de surface. La coupe A6/B6 montre un alignement à pendage est (voir la figure 3.42). De plus, ce document illustre la bonne corrélation entre la fracturation de surface, la localisation des séismes et les mécanismes au foyer (nombreux mécanismes en faille normale associés à des plans nodaux longitudinaux).

De plus, chacune des trois solutions focales de la coupe A6/B6 comprend un plan nodal compatible avec le jeu normal de la faille de la Durance. La figure 3.42 complète ces observations et donne une idée des relations structurales entre la faille de la Durance au sens du tectonicien (trace en surface), la faille de la Durance au sens du sismologue (localisation des séismes) et le front pennique.

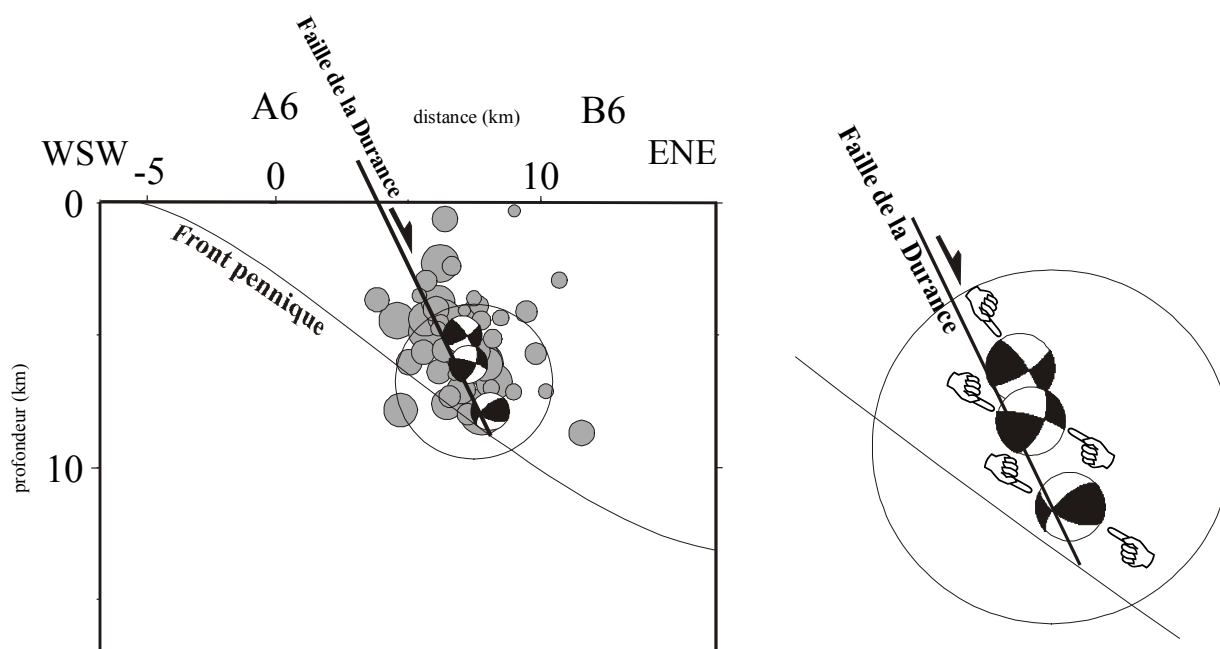


Figure 3.42 – Relations structurales entre la sismicité de la faille de la Durance, sa trace en surface et le front pennique. A droite, chacune des trois solutions focales agrandies montre un plan nodal compatible avec un jeu le long de la faille de la Durance et subparallèle à l'alignement sismique.

Cette analyse démontre que la faille de la Durance est active et fonctionne en faille normale, avec effondrement de la partie est.

3.2.2. L'Ubaye : faille de Serenne

Le même type d'analyse appliqué à la zone de la Haute Ubaye (figure 3.43) amène à des conclusions similaires, du moins sur les relations claires entre fracturation et sismicité. Sur la carte de la figure 3.43, les essais du Chambeyron et de Rocca Bianca (voir Fréchet, 1978), respectivement au nord et au sud de la coupe A8/B8, s'alignent sur une direction N130, deux ou trois kilomètres à l'est de la faille de Serenne. En profondeur, cette coupe montre un essaim allongé avec un pendage assez raide d'environ 70° , donnant une géométrie assez précise de cette faille.

L'activité particulièrement importante de cette zone (Fréchet, 1978 ; Fréchet et Pavoni, 1979 ; Guyoton *et al.* 1990) est à relier aux indices néotectoniques que nous avons étudiés dans la zone de la Mortice-Font Sancte (chapitre II.1, § 4.5). Par ailleurs, cette région a été le lieu de séismes destructeurs par le passé : séisme de la Font Sancte, 1938, intensité VIII (Rothé, 1941 ; Fréchet, 1978) ; séisme de St-Paul-sur-Ubaye, 1959, intensité VIII et magnitude 5.3 (Rothé et Dechevoy, 1967 ; Fréchet, 1978 ; Ménard, 1988).

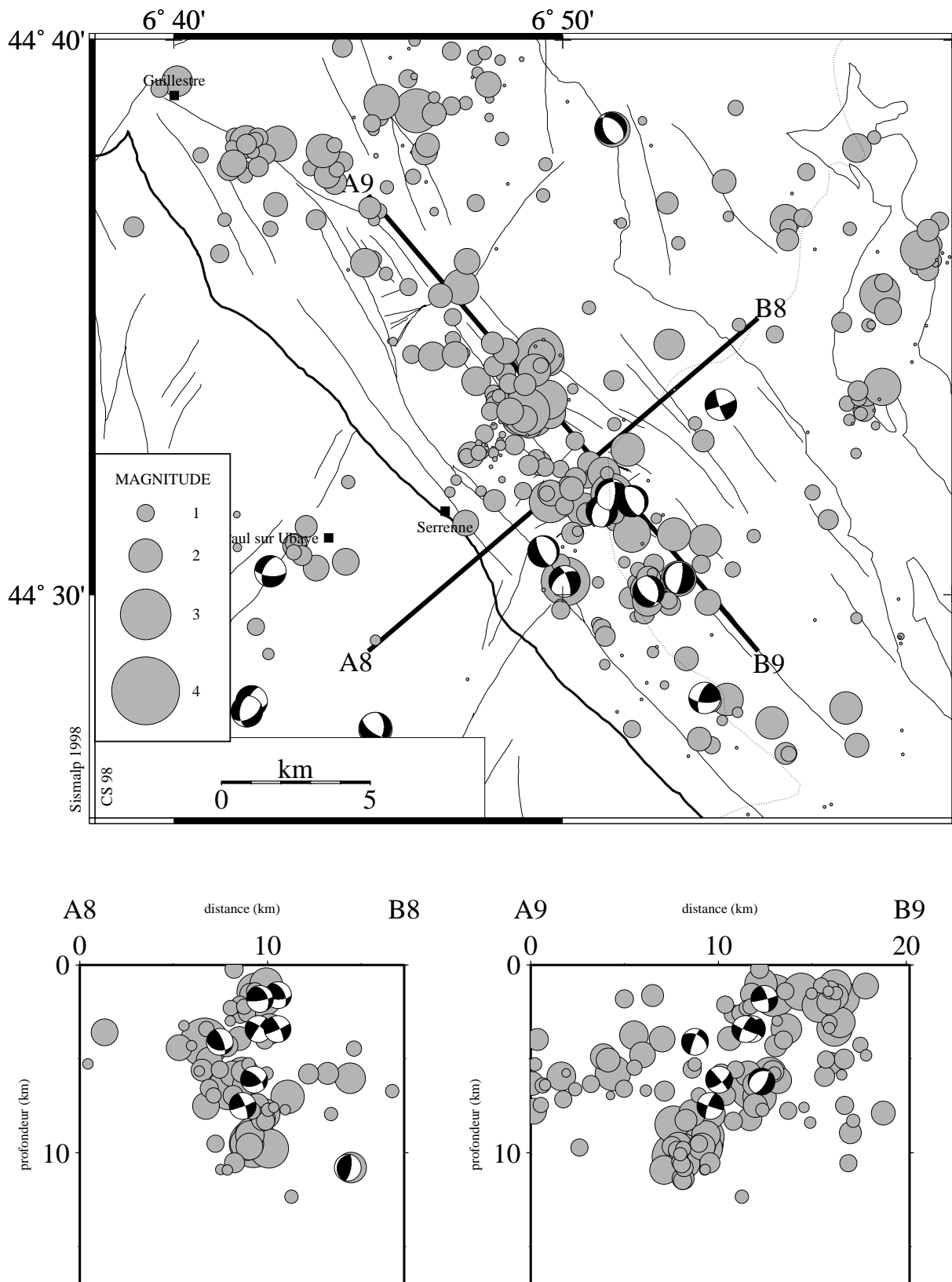


Figure 3.43 - Carte et coupes sismotectoniques de la région de la Haute Ubaye. L'activité sismique et les solutions focales sont, là aussi, bien corrélées avec la fracturation de surface. La coupe A8/B8 est interprétée à la figure 3.44 comme étant en relation avec la faille de Serenne.

Cette activité est liée à la faille de Serenne, comme le montre la coupe A8/B8. Néanmoins, de petits alignements transverses semblent se dessiner, en particulier près de l'intersection entre les deux coupes. De plus, plusieurs mécanismes montrent des plans nodaux transverses N30 à N50, toujours en faille normale. La coupe A9/B9 perpendiculaire à cette direction est difficile à interpréter en terme de localisation des foyers et d'alignements. Par contre, elle montre plusieurs solutions focales en faille normale selon un plan à pendage nord-ouest suggérant l'existence d'une faille normale transverse active.

L'activité particulièrement élevée de cette zone s'expliquerait dans cette hypothèse par *l'intersection de deux directions de failles actives*, longitudinales (N140) et transverses (N40) aboutissant à une fracturation intense de la croûte. Ce contexte tectonique favoriserait l'activité actuelle. Cette interprétation est renforcée par l'analyse néotectonique du chapitre II.1, § 4.5 où nous avons montré que la zone de la Mortice-Font Sancte qui limite la région de la Haute-Ubaye au nord-ouest, très fracturée, correspond en fait à l'intersection des failles de Serenne (longitudinale) et de la Font Sancte (transverse).

Concernant les relations de cette fracturation avec le front pennique crustal, deux interprétations tectoniques différentes ressortent de l'analyse de la coupe A8/B8. L'alignement à pendage est associé à la faille de Serenne est très proche du front pennique crustal. Bien que la géométrie de cette structure soit ici mal déterminée en profondeur, nous conserverons la géométrie que nous lui avons attribuée au SE du Pelvoux. Il reste un chevauchement vers l'ouest des nappes penniques sur la zone externe, puis probablement sur les nappes de flyschs à Helmintoïdes qui sont passées sur la zone briançonnaise (chevauchement hors séquence, Kerckhove, 1969).

La figure 3.44 propose deux interprétations tectoniques :

- ☞ La faille de Serenne peut se brancher très rapidement sur le front pennique crustal (à quelques kilomètres de profondeur) étant donné leur proximité et le pendage de l'essai sismique. Dans ce cas, la sismicité associée à la faille de Serenne serait en fait *localisée sur le front pennique crustal lui même, qui fonctionnerait actuellement comme une faille normale à composante décrochante dextre*. Les solutions focales proches de la faille sont compatibles avec cette interprétation. Nous retrouvons ici une caractéristique proche du cas de la faille de la Durance, avec un branchement de la faille sur le front pennique plus près de la surface. Par contre, elle nécessite que le front pennique crustal reste relativement raide en profondeur.
- ☞ La seconde interprétation suppose que la faille de Serenne traverse et décale le front pennique crustal dont la géométrie est alors indifférente. Dans ce cas, la relation entre le front pennique crustal et la faille de Serenne serait différente du cas de la faille de la Durance. Les solutions focales ne permettent pas de choisir entre ces deux interprétations. Le rejet de la faille de Serenne au niveau du front pennique n'est pas contraint. Si le front pennique crustal est suffisamment décalé, la sismicité peut rester localisée au-dessus, dans la zone briançonnaise ; sinon, la partie active la plus profonde de la faille de Serenne pourrait affecter le soubassement de la zone briançonnaise, socle ou couverture.

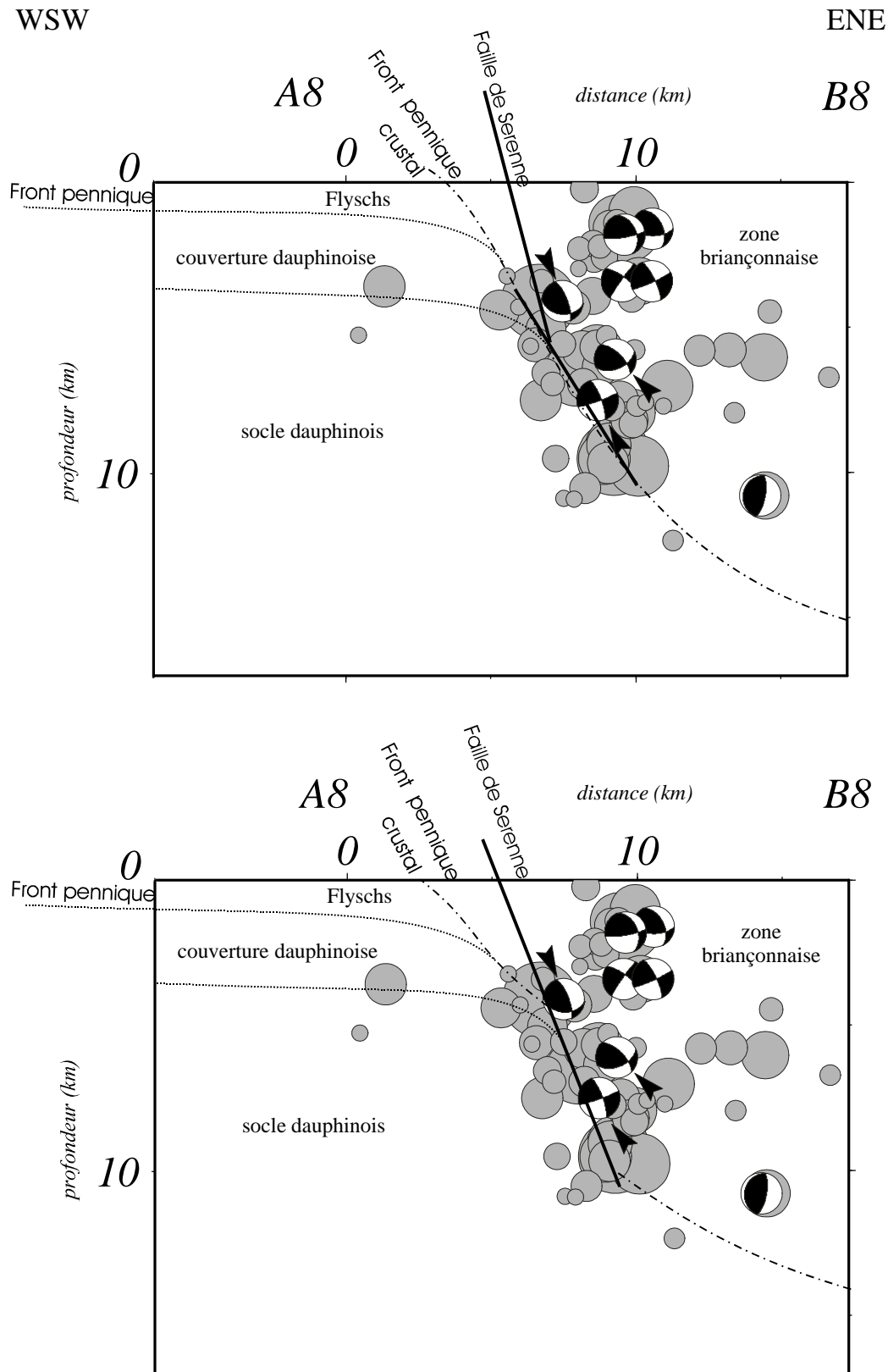


Figure 3.44 - Deux interprétations tectoniques de la coupe A8/B8. En haut, la faille de Serenne se branche à faible profondeur sur le front pennique crustal, lequel est redressé par rapport à sa géométrie plus au nord. Dans ce cas, l'activité sismique associée à la faille de Serenne serait en fait localisée sur le front pennique lui même, qui jouerait alors directement en faille normale et décrochante dextre. En bas, la faille Serenne traverse et décale le front pennique crustal qui garde une courbure faible. Dans les deux cas, les plans nodaux des solutions focales susceptibles d'être les plans de failles sont repérés par une flèche. Le décalage du front pennique dans le second cas n'est pas contraint. Néanmoins, l'activité de la faille de Serenne concentrée entre 3 km et 10 km de profondeur pourrait correspondre à ce décalage.

3.3. *Tectonique tardi-alpine et tectonique active : comparaison*

Nous avons vu dans ce chapitre que les données sismotectoniques nous permettent de caractériser une activité tectonique actuelle dans la zone briançonnaise, entre le Pelvoux et l'Argentera qui s'avère assez similaire au régime tectonique tardi-alpin que nous avons étudié dans la partie II :

- ☞ La localisation des séismes permet de déterminer des failles actives liées à la fracturation de surface (failles de la Durance, est briançonnaise, de Serenne), et d'en déterminer parfois la géométrie précise (taille de la zone active, pendage) ;
- ☞ Quelques alignements plus ténus semblent associés à des failles transverses ; nous avons montré de façon similaire que ces dernières étaient moins développées que les failles longitudinales dans la fracturation de surface, tout en étant importantes en terme de tectonique régionale (cf. l'analyse des paléo-contraintes menées dans le chapitre II.3).
- ☞ Les plans nodaux sont orientés comme les failles reconnues en surface ;
- ☞ Les solutions focales établissent un régime sismotectonique extensif (avec quelques solutions décrochantes) le long de failles longitudinales, mais aussi transverses, comparable au régime tectonique tardi-alpin global associant extension et décrochement ;
- ☞ Les rares mécanismes décrochants sont compatibles avec les données microtectoniques montrant des mouvements dextres le long des failles longitudinales et sénestres le long des failles transverses, sans que l'on puisse discriminer le plan de faille du plan auxiliaire.
- ☞ L'analyse de la zone particulièrement active de Haute Ubaye présente de nombreuses similitudes avec l'analyse néotectonique de la zone de la Mortice-Font Sancte, située à la bordure nord-ouest de l'essaim sismique de Haute Ubaye.
- ☞ Nous avons montré que la faille de la Durance se branche probablement sur le front pennique, conclusion à rapprocher de celle de l'analyse structurale du site de la Tête d'Oréac (cf. le chapitre II.3) où nous avons montré que les failles normales très proches du front pennique se branchaient dans les écailles subbriançonnaises, *i.e.* sur le front pennique.

La figure 3.45 présente une comparaison directe entre les axes T des solutions focales et les axes des contraintes σ_3 et σ_2 déduits de l'analyse microtectonique. Même si les axes T ne sont pas les axes de contraintes, et malgré la permutation de contraintes entre σ_3 et σ_2 à l'intérieur de la zone briançonnaise par rapport à sa bordure ouest (cf. chapitre II.2), nous observons un certain nombre de similitudes entre ces deux cartes.

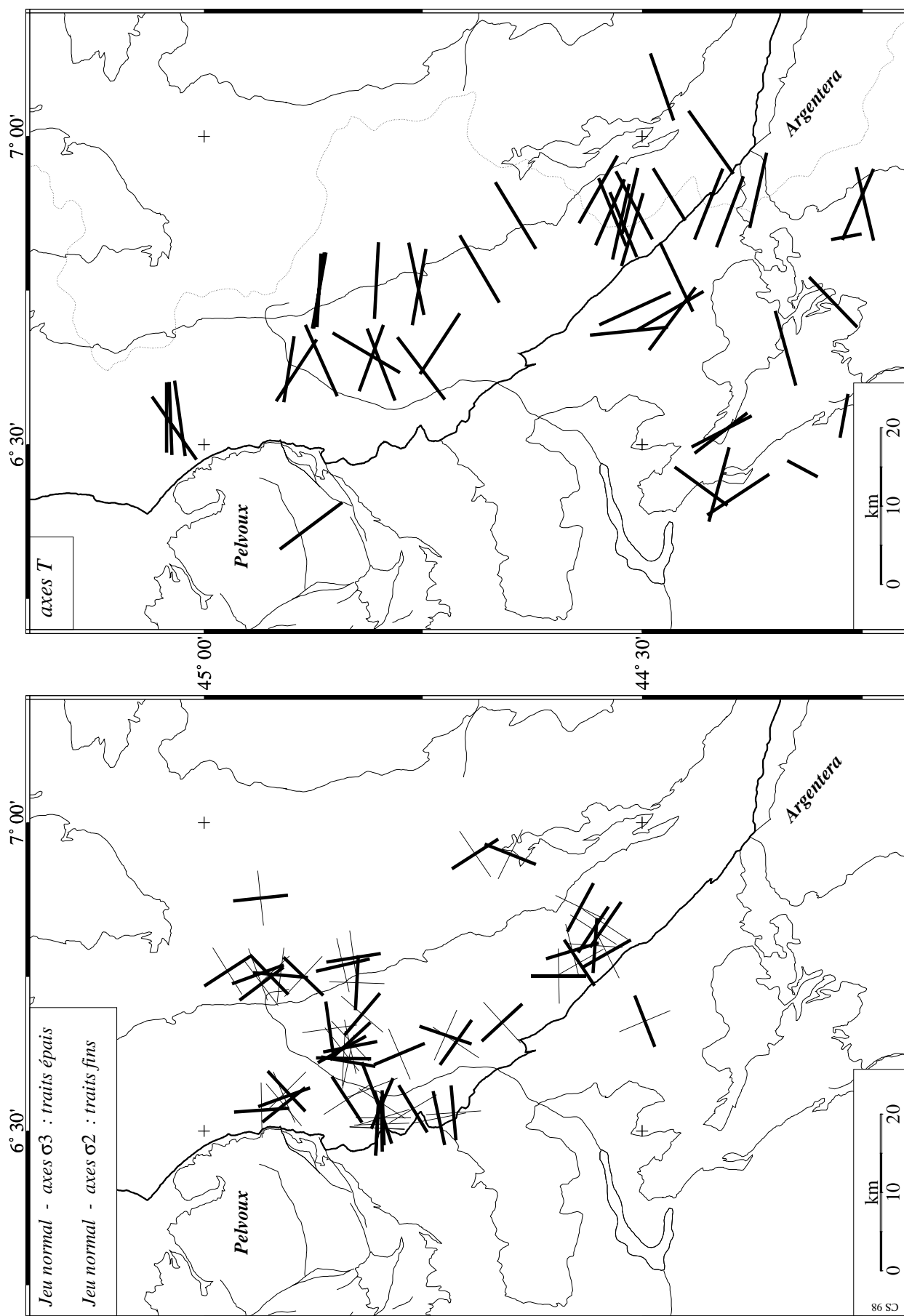


Figure 3.45 - Cartes comparatives entre les axes de contraintes minimales et intermédiaires inversés d'après les données de fracturation pour le jeu normal (analyse structurale de la partie II, carte du bas) et les axes T déduits de l'analyse sismotectonique (carte du haut).

Les axes σ_3 orientés est-ouest près du front pennique sont à rapprocher des axes T orientés est-ouest dans la zone briançonnaise centrale. En fait, les axes T se localisent sur la faille de la Durance, près du front pennique, analogues en cela aux axes σ_3 calculés (en surface) près du front pennique (e.g. le site de la Tête d'Oréac).

Il y a donc une corrélation assez bonne entre les axes σ_3 orientés est-ouest et la majeure partie des axes T. Par contre, les axes σ_3 orientés NNW-SSE n'ont pas d'équivalents dans la carte des axes T, excepté en Ubaye.

La figure 3.46 résume les relations entre les régimes tectoniques tardi-alpin et actuel. L'analyse *sismotectonique* de ce chapitre, à l'échelle de la croûte supérieure, et l'analyse *structurale* de la partie II, à l'échelle des deux premiers kilomètres de couverture briançonnaise, aboutissent globalement à la même géométrie pour le réseau de failles (en carte comme en coupe) et au même régime tectonique extensif à transtensif.

Nous démontrons ainsi que le régime tectonique tardi-alpin transtensif perdure actuellement, et est responsable de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera.

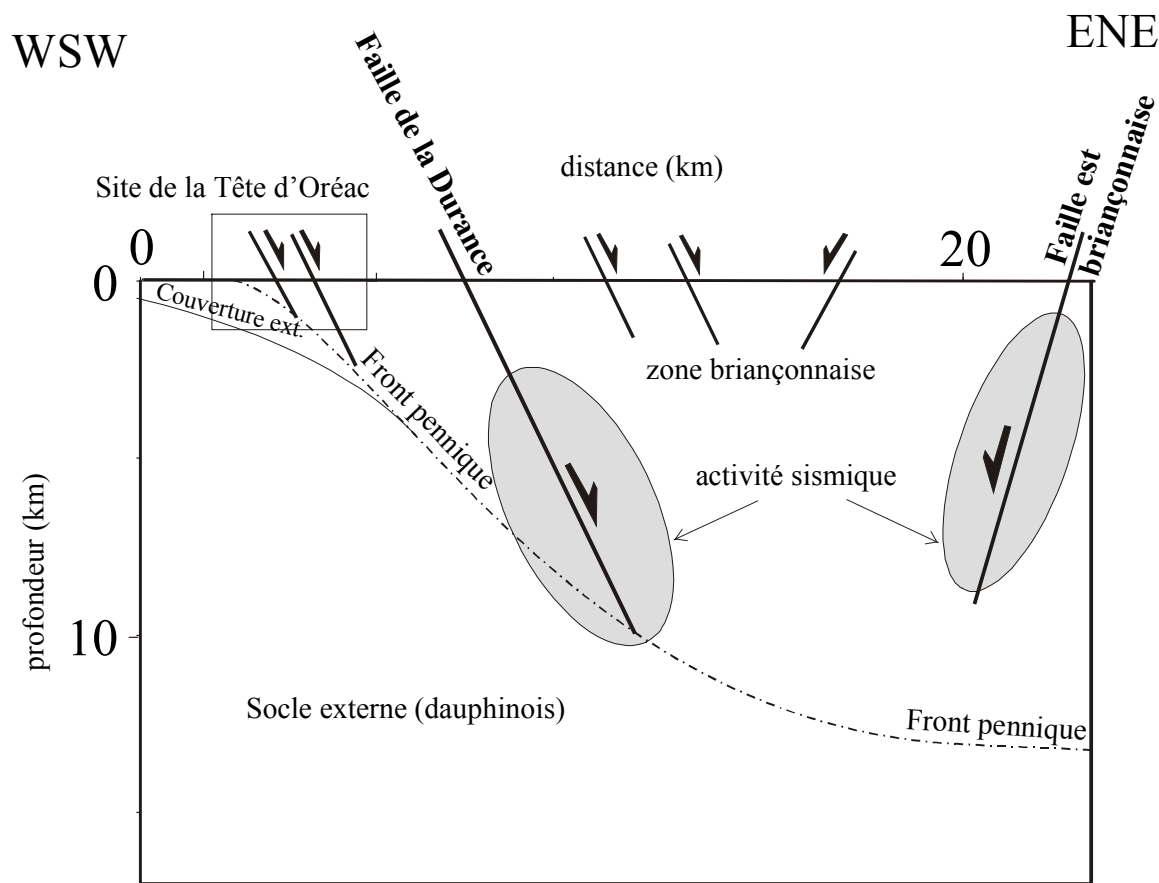


Figure 3.46 – Coupe schématisée comparative entre la tectonique tardi-alpine étudiée dans l'analyse structurale de la partie II et l'activité sismotectonique étudiée dans ce chapitre.

Chapitre III.3 – Sismotectonique des zones internes de l'arc alpin occidental

Les résultats sismotectoniques pour le moins inattendus obtenus dans la zone cible m'ont très vite incité à étendre ce type d'analyse aux régions alentour.

J'ai procédé par étapes en étudiant tout d'abord le nord de l'arc sismique briançonnais, entre les massifs du Pelvoux et du Mont Blanc (i.e. en arrière du massif de Belledonne) moins actif que la partie sud.

Par la suite, je me suis consacré à l'arc sismique piémontais pour lequel les solutions focales disponibles étaient difficiles à interpréter.

Enfin, nous avons établi une base de données complète avec les sismogrammes de

la campagne GéoFrance3D, sur laquelle j'ai effectué la lecture des sens de déviation qui ont permis le calcul d'une quarantaine de solutions focales fiables. L'analyse sismotectonique des données GéoFrance3D est en cours, en collaboration avec N. Bethoux, M. Cattaneo, J. Fréchet et F. Thouvenot.

Je présente dans ce chapitre les résultats de ces différents travaux, dans l'ordre où ils ont été effectués (§ 1, 2 et 3). Le paragraphe 4 est consacré à une synthèse sismotectonique à l'échelle de l'arc alpin occidental.

1. Le nord de l'« arc sismique » briançonnais

1.1. Solutions focales

Situé le long de la zone briançonnaise, au nord du massif du Pelvoux, cette zone sismique est beaucoup moins active que la partie sud de l'arc sismique briançonnais qui traverse la zone cible. Néanmoins, le réseau Sismalp est suffisamment dense pour fournir des données de bonne qualité qui ont permis le calcul de 10 mécanismes focaux assez fiables dans cette région. Les critères de qualité retenus ont été les mêmes que ceux utilisés pour la zone cible (cf. §2.1 du chapitre III.2).

Le détail de ces solutions focales est présenté dans la figure 3.47. Les paramètres associés sont regroupés dans le tableau 3.3.

Les paramètres des séismes étudiés dans ce paragraphe et localisés avec le modèle de vitesse unidimensionnel MIN1D (le modèle 3D ne couvrant pas cette zone) font l'objet de l'annexe C2, et les mécanismes bruts obtenus avant le tri des solutions fiables sont reportés dans l'annexe D2. Je ne développerai pas d'analyse dédiée à la localisation des séismes (comparaison entre les modèles de vitesse unidimensionnels), ce travail ayant été effectué dans le chapitre précédent.

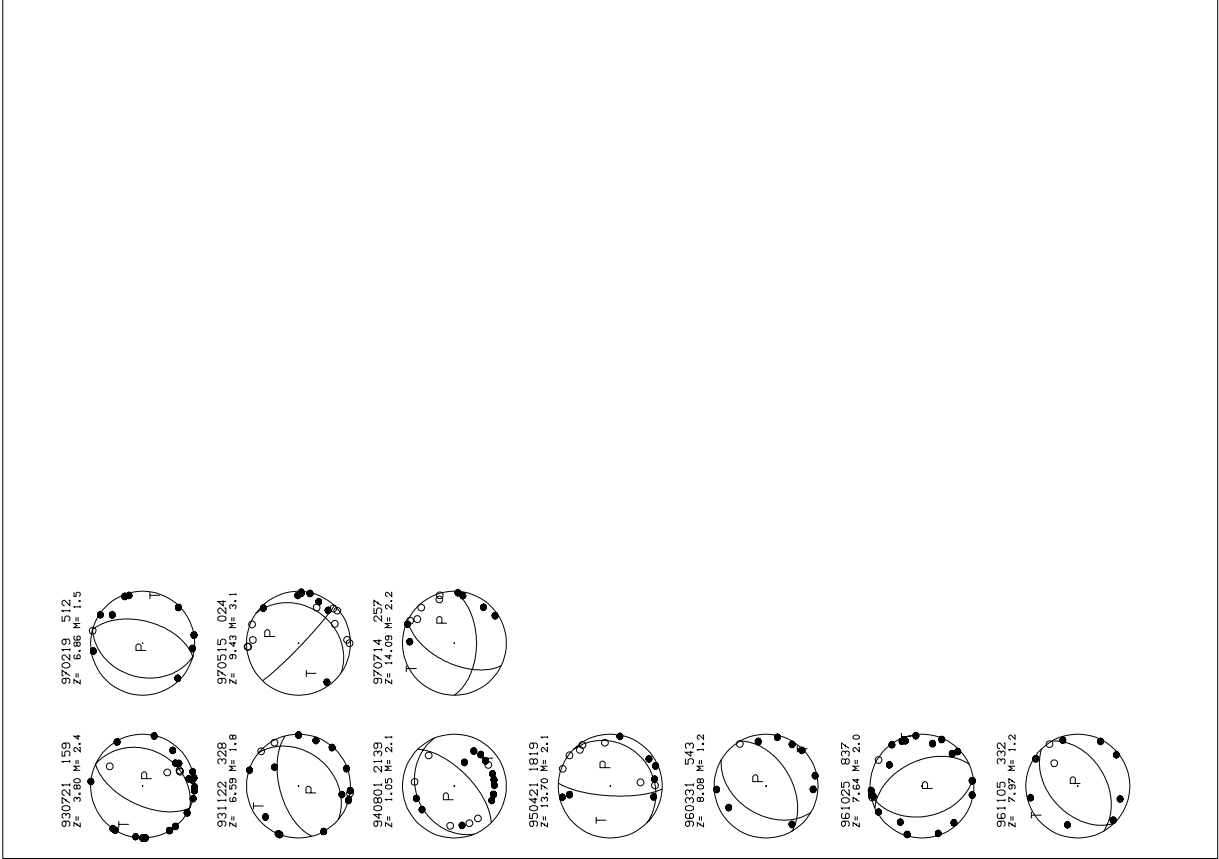


Figure 3.47 - Détail des solutions focales fiables calculées pour la partie nord de l'arc sismique Briançonnais. La carte localise ces mécanismes et en précise profondeurs et magnitudes.

date	H	mn	mag	lat	long	prof	Rms	phi1	dip1	rk1	phi2	dip2	rk2	phP	dipP	phT	dipT
930721	0159	2,4	45n30,5	6e39,4	3,8	1,0	115	30	-90	295	60	-90	115	75	295	15	
931122	0328	1,8	45n35,7	6e58,2	6,6	0,5	130	35	-20	345	60	-71	205	69	331	13	
940801	2139	2,1	45n11,8	6e19,4	1,1	0,4	135	65	-100	338	27	-70	295	68	142	19	
950421	1819	2,1	45n43,7	7e04,2	13,7	0,3	135	20	-50	273	75	-103	75	58	284	29	
960331	0543	1,2	45n23,6	6e35,7	8,1	0,2	150	50	-70	301	44	-112	35	74	136	3	
961025	0837	2,0	45n18,5	6e32,0	7,6	0,3	65	50	-100	260	41	-78	192	81	72	5	
961105	0332	1,2	45n15,7	6e31,5	8,0	0,2	150	45	-80	316	46	-100	56	83	323	0	
970219	0512	1,5	45n17,8	6e33,8	6,9	0,2	105	55	-90	285	35	-90	285	80	105	10	
970515	0024	3,1	45n12,8	6e40,5	9,4	0,4	125	30	-10	224	85	-120	15	42	248	33	
970714	0257	2,2	45n49,1	7e10,1	14,1	0,6	180	55	-40	296	58	-138	60	51	327	2	

Tableau 3.3 – Paramètres des solutions focales fiables calculées pour l'arc briançonnais nord (abréviations identiques à celles du tableau 3.1).

La carte de la figure 3.47 situe ces mécanismes par rapport aux structures principales de la chaîne (massifs cristallins externes, front pennique, etc.). Les profondeurs et les magnitudes de chaque séisme sont précisées au-dessus du mécanisme (prof/mag). Nous retrouvons des profondeurs modérées, inférieures à 15 km, et des magnitudes (Sismalp) comprises entre 1 et 3, soit des caractéristiques comparables à celles des solutions focales de la zone cible.

Les 10 mécanismes sont remarquablement homogènes, en faille normale pure, sans composante décrochante. Le régime extensif, caractéristique principale de l'activité sismique au sud de l'arc sismique briançonnais, se retrouve donc dans sa partie nord.

1.2. Analyse sismotectonique

La figure 3.48 montre que l'on retrouve une sismicité de croûte supérieure, avec des profondeurs hypocentrales inférieures à une quinzaine de kilomètres. La carte ne permet pas de reconnaître directement des zones actives reliées à des failles décrites en surface. Notons simplement qu'en carte, la sismicité suit ici aussi la géométrie du front pennique. La coupe suggère fortement que l'activité sismique soit limitée à la zone briançonnaise et n'affecte pas la zone externe contiguë.

Les solutions focales ont dans cette région, et comme dans la zone cible des plans nodaux subparallèles au front pennique, et donc à l'axe de la chaîne. De ce fait, il semble que la caractéristique radiale des directions d'axes *T* obtenues dans la partie sud se retrouve au nord de l'arc sismique briançonnais. Notons que ces solutions focales sont compatibles avec les failles néotectoniques (« vivantes ») décrites dans cette région par Goguel (1969) (cf. aussi Ménard, 1988).

Au vu de cette carte et compte tenu de l'étude développée dans le chapitre précédent, nous pouvons d'ores et déjà proposer qu'une *extension radiale généralisée affecte la zone briançonnaise, dans sa partie comprise entre les massifs de l'Argentera et du Mont Blanc*.

Cette analyse succincte permet de compléter l'étude sismotectonique de la zone cible, sur une centaine de kilomètres plus au nord. Par ailleurs, elle confirme les conclusions que nous avons obtenues au sud. Le lecteur est invité à se reporter à la synthèse développée dans le paragraphe 4.1 pour une discussion à l'échelle de l'arc alpin occidental.

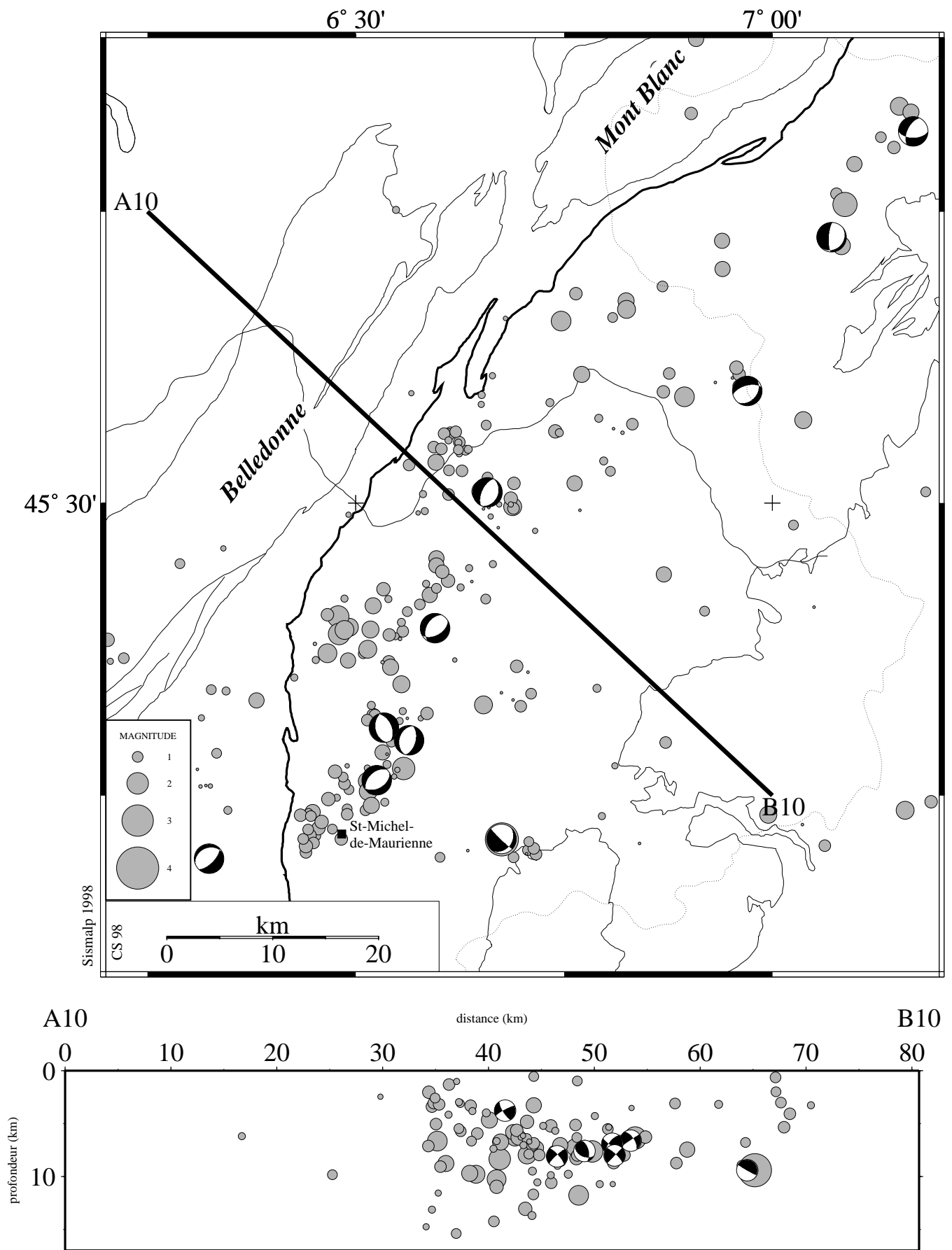


Figure 3.48 - Carte et coupe sismotectoniques générales pour la partie nord de l'arc sismique Briançonnais. Les caractéristiques de cette activité sismique sont semblables à celles de la partie sud : sismicité de croûte supérieure parallèle au front pennique et extension généralisée.

2. L'« arc sismique » piémontais

2.1. Amélioration des localisations

Le cas de cette zone sismique est intéressant, puisqu'elle se développe dans un contexte structural différent de celui de l'arc briançonnais. Cette zone située entre les massifs de l'Argentera et le nord du massif cristallin interne de Dora-Maira, recoupe l'ensemble des structures géologiques de surface, comme le montre la carte des localisations préliminaires (modèle de vitesse MIN1D, paramètres reportés dans l'annexe C3) de la figure 3.49.

Ce découplage entre sismicité et structures de surface est une caractéristique importante de cet arc, sur laquelle nous reviendrons.

Nous avons utilisé le modèle de vitesse MIN1D pour effectuer les premières localisations dans cette région (1300 événements, données Sismalp 1989-1997). Le modèle de vitesse 3D de Paul *et al.* (1998) recouvre cette zone (cf. figure 3.27). Au même titre que pour l'arc briançonnais, nous avons donc réalisé une localisation 3D des séismes de cette région. Le tri effectué sur les nombres de phases P a réduit le nombre d'événements localisés avec le modèle 3D à 863. La carte des déplacements entre les localisation MIN1D et 3D est donnée figure 3.50. Cette carte montre que les déplacements horizontaux, comme dans le cas de l'arc briançonnais sont restés faibles, de l'ordre du kilomètre.

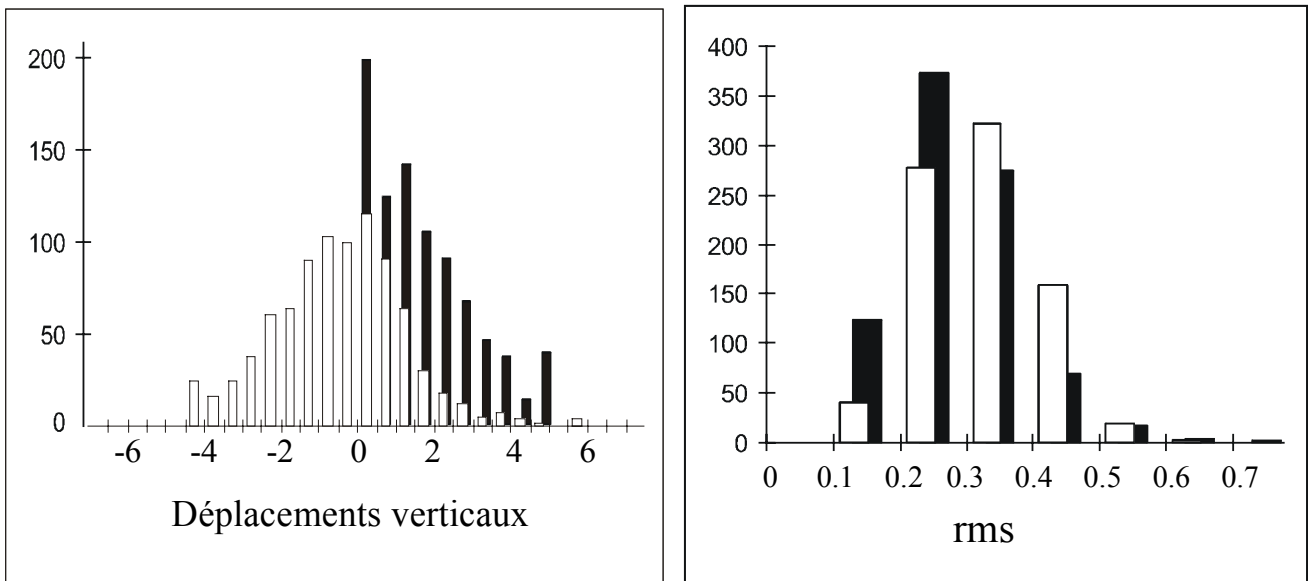


Figure 3.51 – Comparaisons entre les localisations MIN1D et 3D. A gauche, histogrammes des déplacements verticaux en kilomètres : déplacements réels (histogramme blanc, montrant une légère dissymétrie avec un surcroît de valeurs négatives correspondant à une remontée des hypocentres) ; valeurs absolues des déplacements (histogramme noir, $m=1,74\text{km}$; $\sigma=1,30\text{km}$). A droite, les histogrammes des rms illustrent les améliorations apportées par le modèle 3D. L'histogramme blanc correspond aux localisations 1D ($m=0,24\text{s}$; $\sigma=0,09\text{s}$), le noir aux localisations 3D ($m=0,20\text{s}$; $\sigma=0,09\text{s}$).

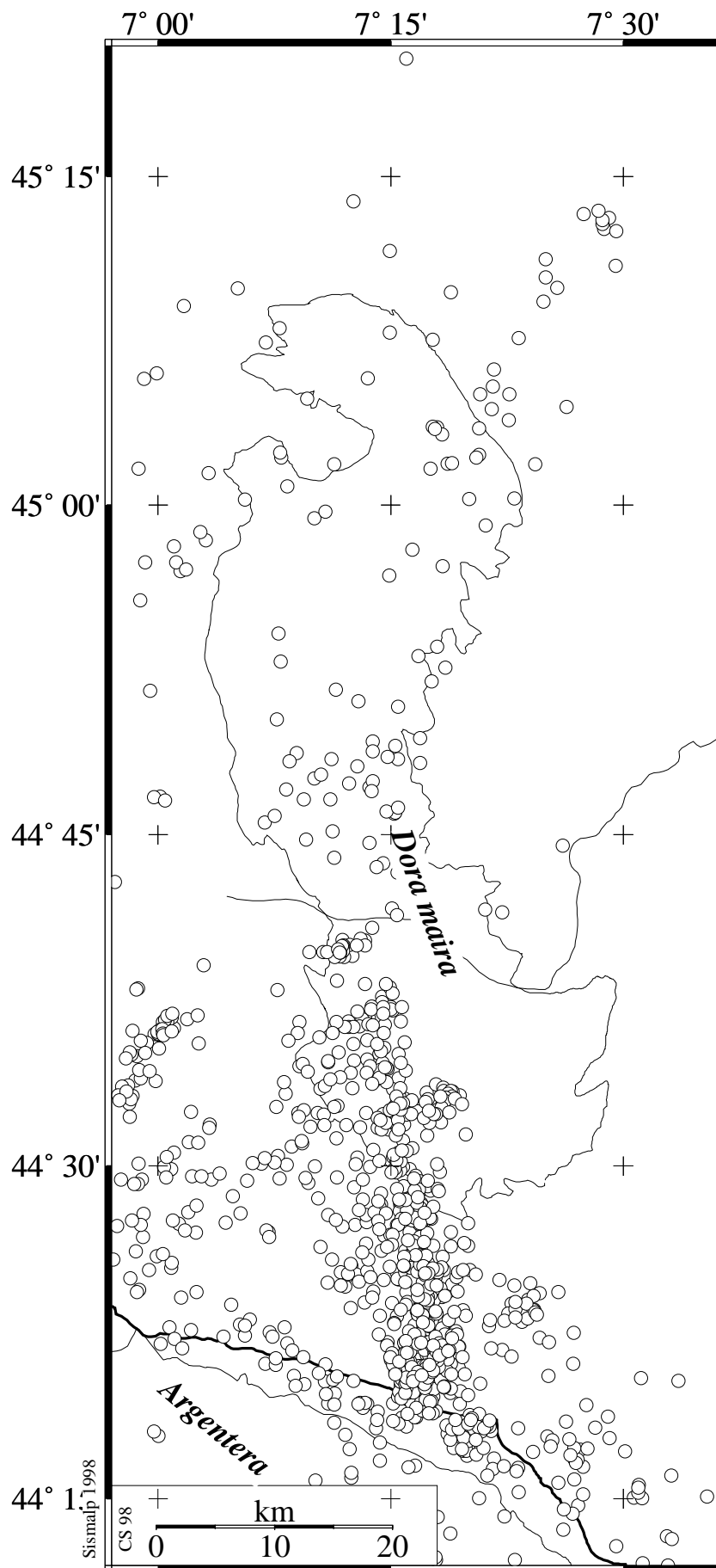


Figure 3.49 - Localisations préliminaires des 1341 séismes étudiés dans l'arc sismique piémontais (données Sismalp 1989-1996, modèle de vitesse MIN1D).

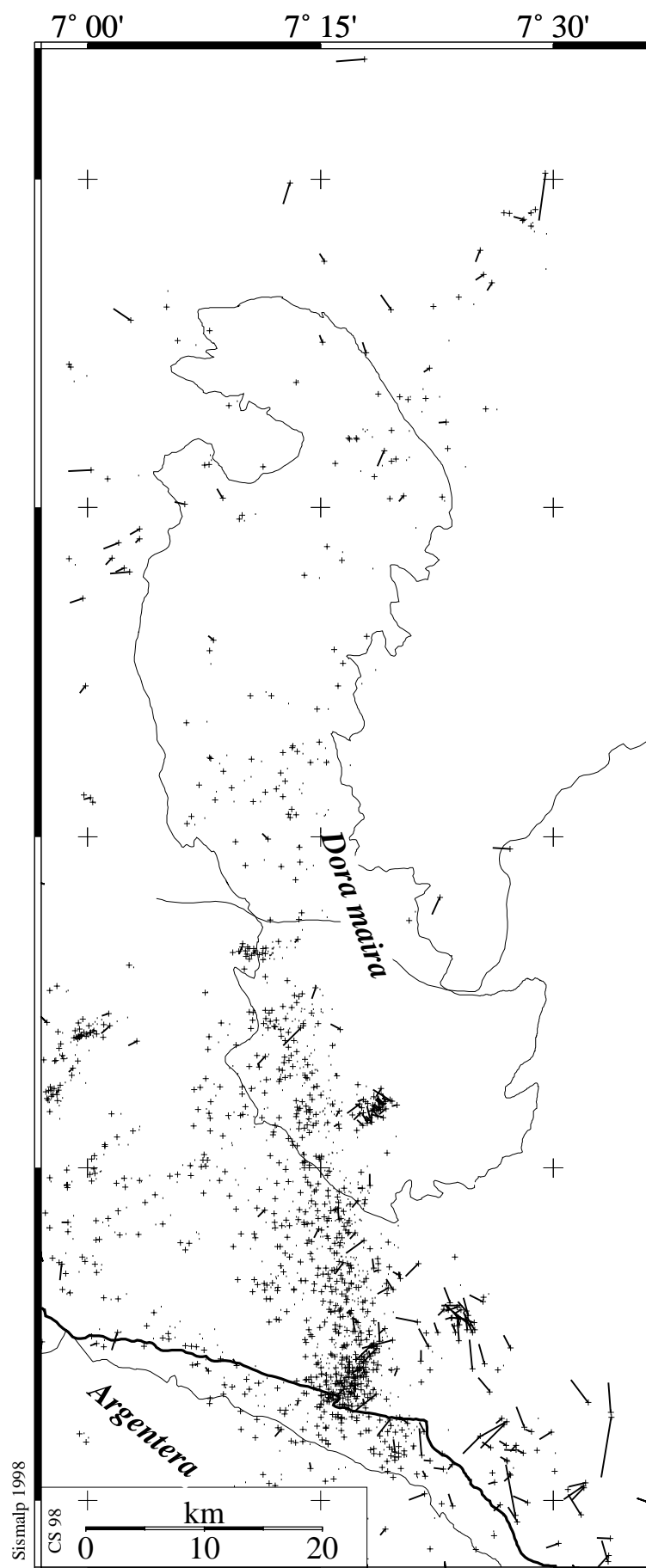


Figure 3.50 - Carte des déplacements des épicentres entre les localisations utilisant le modèle de vitesse MIN1D et le modèle 3D (croix) pour l'arc sismique piémontais.

En ce qui concerne les déplacements verticaux, nous observons aussi des différences de profondeur limitées, de l'ordre de 1 à 2 km. Les histogrammes de gauche de la figure 3.51 donnent la répartition des variations de ces profondeurs, en valeur réelle (en blanc) et en valeur absolue (en noir). Les histogrammes de droite permettent d'évaluer les améliorations apportées par le modèle 3D en terme de rms par rapport au modèle MIN1D. Nous retrouvons des répartition et des variations comparables à celles que nous avons montrées dans le cas de l'arc briançonnais (zone cible), avec une amélioration du rms moyen de 17%.

Les caractéristiques de cette activité sismique (profondeurs et magnitudes) sont précisées par les histogrammes de la figure 3.52.

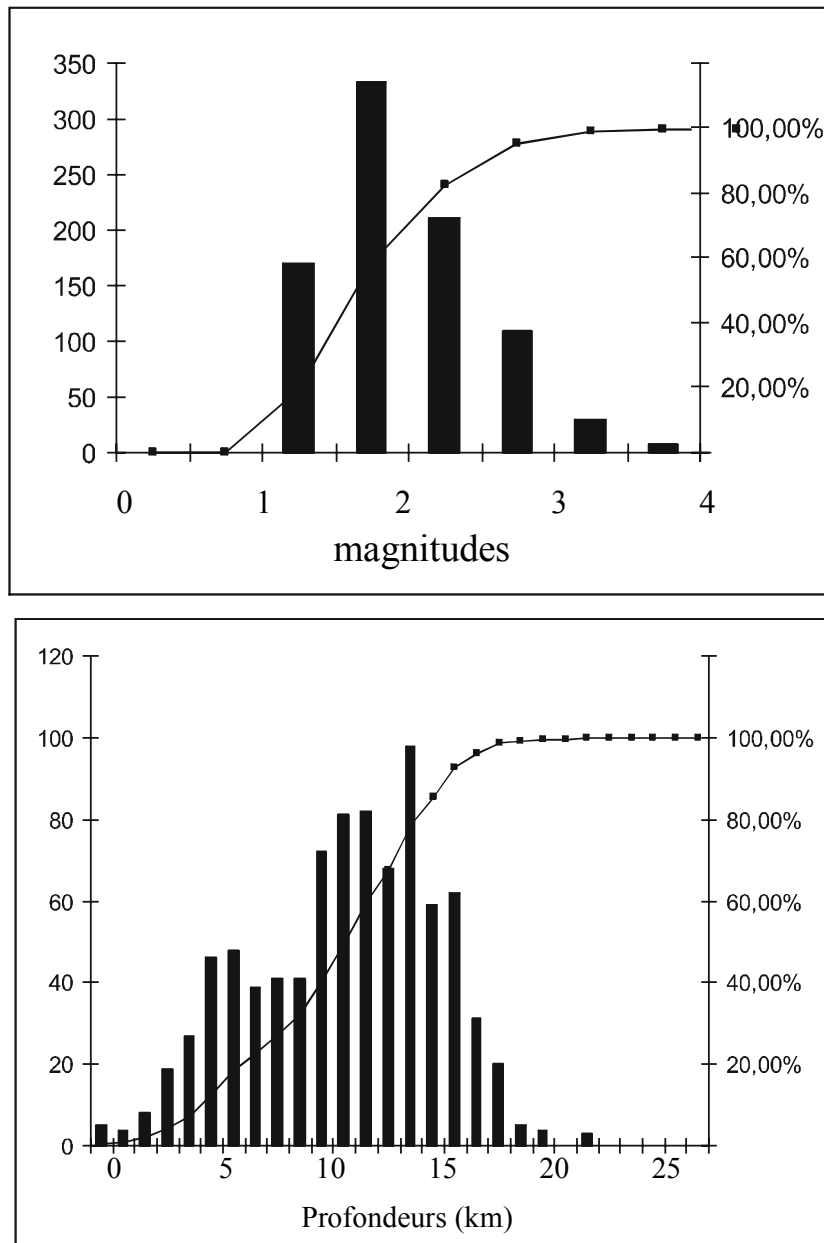


Figure 3.52 – Histogrammes des profondeurs ($m=9,65$ km ; $\sigma=4,18$ km ; localisation 3D) et des magnitudes ($m=1,4$; $\sigma=0,6$) des séismes de l'arc piémontais.

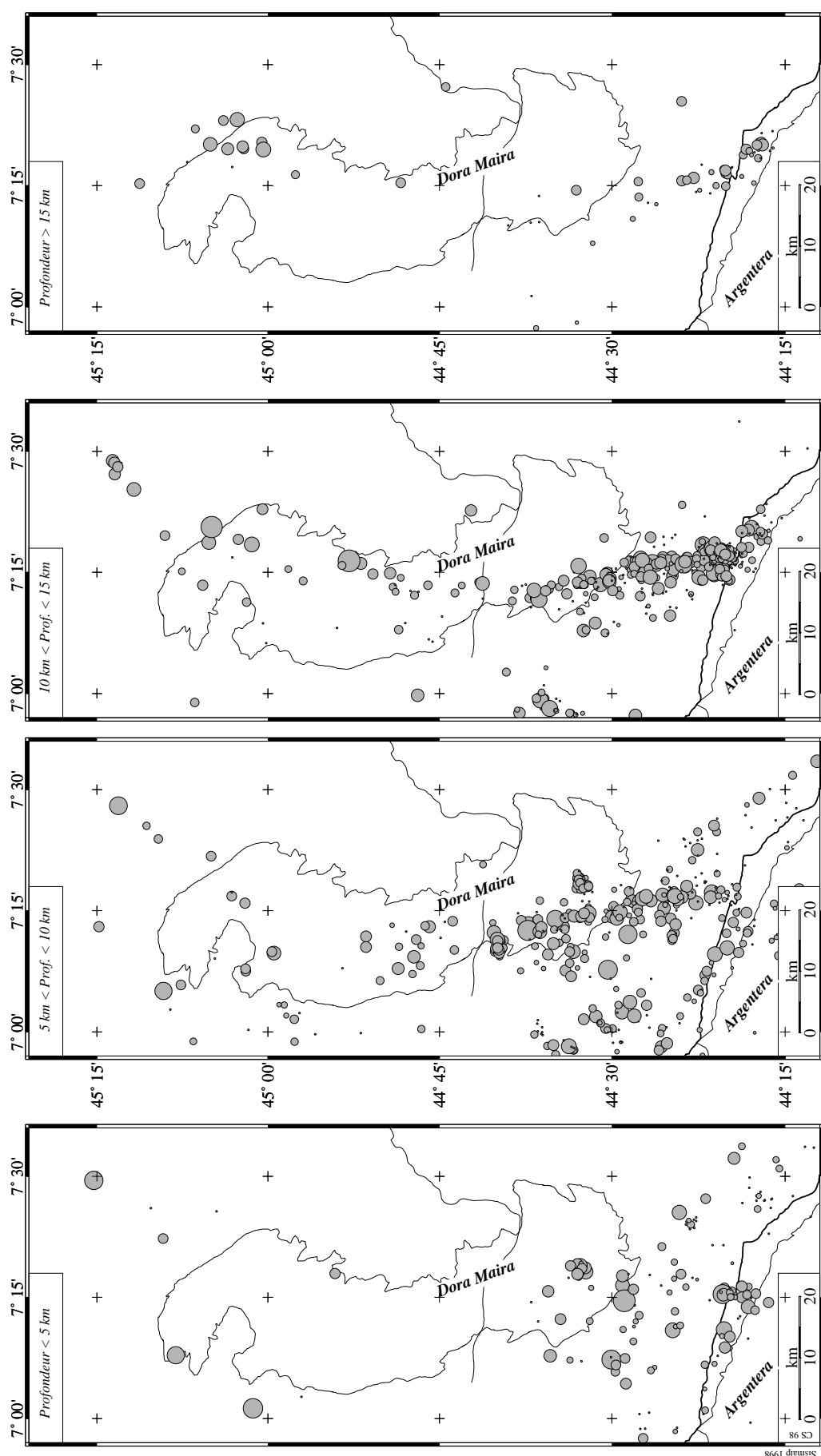


Figure 3.53 - Répartition de la sismicité de l'arc piémontais par classes de profondeur (0 km, 5 km, 10 km, 15 km). Données Sismalp, modèle de vitesse 3D.

Ces histogrammes montrent que la sismicité de l'arc piémontais présente des magnitudes typiques de 1 à 2.5 *qualitativement* comparables à celles de l'arc briançonnais (cf. le §4.2.3 pour une comparaison quantifiée de ces deux populations de magnitudes).

En ce qui concerne les profondeurs hypocentrales par contre, l'arc sismique piémontais présente un pic d'activité vers 15 km de profondeur, alors que la sismicité de l'arc briançonnais se localisait principalement dans les dix premiers kilomètres de la croûte.

Les cartes par classes de profondeur de la figure 3.53 montrent très nettement que la sismicité de l'arc piémontais est très concentrée dans une bande d'environ cinq kilomètres de large et d'une cinquantaine de kilomètres de long (entre le front pennique et le tiers sud de Dora-Maira : « branche sud ») située entre 5 et 15 km de profondeur. Ces cartes montrent aussi que cette branche sud extrêmement active présente une géométrie pratiquement rectiligne orientée N170, sécante sur toutes les structures de surface. La trace en surface de cet « accident sud-piémontais » recoupe ainsi les zones briançonnaise et piémontaise, la bordure sud-ouest du massif cristallin interne Dora-Maira, et le front pennique crustal. *In fine*, cet accident est sécant sur la géométrie arquée de la chaîne alpine dans sa terminaison sud. Il apparaît d'ores et déjà que cette géométrie correspond à celle du corps d'Ivrée. Cette interprétation sera discutée dans le paragraphe 4.2.2.

Au contraire, la partie nord de cet arc sismique est beaucoup moins active, en particulier en ce qui concerne les séismes de faible magnitude extrêmement fréquents dans la partie sud et pratiquement absents de la partie nord. Par ailleurs, sa géométrie tend à rejoindre les structures de surface (nord de Dora-Maira, et plus au nord, zone de Sésia et ligne insubrienne, cf. §4.2.2).

1.2. Solutions focales

Les données Sismalp combinées aux données IGG (primordiales ici) ont permis de calculer 20 solutions focales fiables (cf. chapitre III.2, §2.1 pour les critères de sélection) dont les paramètres sont précisés dans le tableau 3.4.

Date	Hmn	mag	lat	long	prof	Rms	phi1	dip1	Rk1	phi2	Dip2	rk2	PhP	dipP	phT	dipT
891030	1124	3,0	44n36,7	7e13,9	9,8	0,5	225	60	-110	81	36	-59	4	68	239	13
891202	0856	1,8	44n43,0	7e13,6	13,6	0,2	210	55	-110	62	40	-64	339	72	224	8
900120	1925	2,5	45n08,0	7e07,8	1,6	0,7	45	90	-140	315	50	0	188	27	82	27
910729	0846	1,6	44n51,0	7e12,9	8,8	0,4	135	25	-60	283	69	-103	81	64	293	22
921109	1311	1,8	44n18,8	7e20,6	12,8	0,4	200	70	110	333	28	47	185	22	49	60
921111	0059	2,1	44n29,0	7e15,8	7,6	0,6	260	45	-80	66	46	-100	166	83	73	0
930215	1215	1,9	44n20,1	7e17,9	11,3	0,6	205	40	-100	38	51	-82	262	82	32	5
930315	2343	3,4	44n21,8	7e19,4	12,3	0,6	200	55	-120	65	45	-54	323	65	221	6
930407	1636	1,5	44n25,1	7e12,7	7,3	0,4	220	75	-100	74	18	-57	26	59	228	29
930410	1754	1,8	44n25,8	7e17,2	14,6	0,4	335	60	-30	81	64	-146	210	41	117	3
940209	0833	1,8	45n03,5	7e20,7	15,2	0,8	180	50	-20	283	75	-138	60	40	316	16
940305	0812	1,4	44n27,8	7e13,4	11,4	0,3	220	50	-90	40	40	-90	40	85	220	5
940928	1243	1,5	44n14,1	7e18,0	8,3	0,2	220	55	-110	72	40	-64	349	72	234	8
941207	2145	1,8	44n31,8	7e10,7	12,9	0,2	250	40	-70	45	53	-106	173	76	56	7
950424	0039	1,8	44n39,6	7e11,7	11,4	0,2	100	70	-110	327	28	-47	251	60	115	22
951007	1915	2,1	44n22,4	7e16,8	12,5	0,3	100	30	-130	324	68	-70	176	62	309	20
951018	1252	1,8	44n18,1	7e21,0	15,6	0,2	210	45	-100	44	46	-80	304	83	37	0
951124	0550	1,6	44n22,8	7e17,4	15,2	0,2	255	30	-80	64	61	-96	229	74	68	15
960126	0100	1,7	44n30,6	7e15,5	11,9	0,2	65	60	-120	294	41	-49	196	62	86	10
960126	0219	2,0	44n30,2	7e15,3	14,3	0,2	210	35	-130	76	64	-66	295	63	58	16

Tableau 3.4 – Paramètres des solutions focales fiables calculées pour l'arc piémontais (abréviations identiques à celles du tableau 3.1).

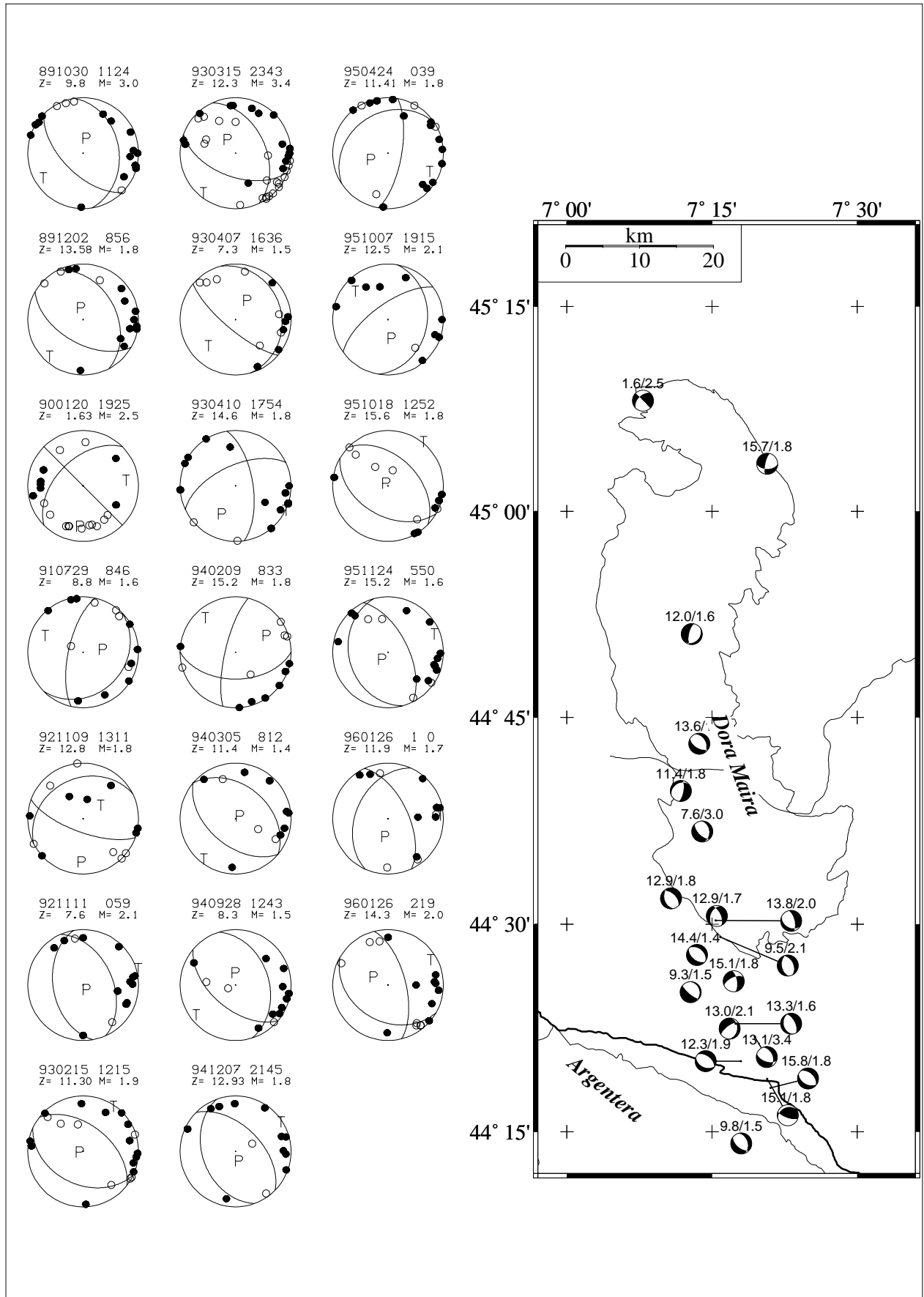


Figure 3.54 - Détail des solutions focales fiables calculées pour l'arc sismique piémontais. La carte localise ces mécanismes et en précise profondeurs et magnitudes.

Les mécanismes bruts (non triés) correspondants sont reportés dans l'annexe D3. Le détail des 20 mécanismes fiables est donné figure 3.54 avec une carte de position précisant profondeurs (modèle de vitesse 3D) et magnitudes. Nous observons une grande majorité de solutions en failles normales (17 sur 20), avec des plans nodaux orientés N130 à N200, deux mécanismes à composante décrochante importante au nord de l'arc piémontais (nord de Dora-Maira) et une solution en faille inverse à la limite sud de l'arc piémontais, exactement à l'aplomb du front pennique.

1.3. Analyse sismotectonique

Nous avons souligné précédemment les différences importantes entre la sismicité des arcs piémontais et briançonnais, à savoir :

- ☞ *profondeurs hypocentrales* (entre 0 et 10 km pour l'arc briançonnais, entre 5 et 20 km pour l'arc piémontais) ;
- ☞ *relations avec les structures de surface* (arc briançonnais subparallèle au front pennique crustal, arc piémontais sécant sur la structure arquée de la chaîne).

A contrario, les solutions focales que nous avons calculées dans cette région sont similaires à celles calculées dans la zone briançonnaise, avec une prépondérance des mécanismes extensifs. La carte de la figure 3.55 montre que les plans nodaux de ces mécanismes en extension sont globalement parallèles à la direction N170 de l'accident sud-piémontais. Il est difficile de déterminer une direction de pendage à partir de la coupe, l'essai étant pratiquement vertical. L'alignement général ne correspond donc pas aux plans nodaux des solutions focales, ce qui peut être lié à une géométrie complexe de l'accident sud-piémontais.

Ces solutions montrent que l'« accident sud-piémontais » fonctionne entièrement en faille normale. Nous pouvons proposer que le régime tectonique responsable de cette activité sismique soit le même que pour l'arc briançonnais. *L'extension généralisée* observée le long de la zone briançonnaise affecte en fait *la plus grande partie des zones internes de l'arc alpin occidental*, la déformation subséquente étant accommodée (du moins *pro parte*, cf. la partie IV) par les deux arcs sismiques briançonnais et piémontais.

Le seul mécanisme en faille inverse (masqué sur cette carte, voir la figure 3.54) a des plans nodaux N90, tranchant ainsi sur les directions des plans nodaux des autres mécanismes. Il est frappant de constater que ce mécanisme « atypique » se trouve exactement au même endroit (à un kilomètre près, aussi bien horizontalement que verticalement) et possède la même magnitude qu'une solution en faille normale (montrant des plans nodaux N150, compatibles avec le reste de l'essai sud-piémontais).

Le problème de la combinaison de solutions focales de différents types a déjà été soulevé dans cette zone (*e.g.* Madeddu, 1997) mais semblait plus critique, avec des combinaisons de solutions normales et inverses tout au long de l'arc piémontais. Nos données ne permettent pas de confirmer cet état de fait. Au contraire, nous soulignons la cohérence des solutions focales dans l'ensemble de l'arc sismique piémontais, excepté pour la solution inverse au sud.

Une interprétation possible pour expliquer cette observation (les mécanismes en cause étant bien contraints) consiste à associer la solution normale à la terminaison sud de l'« accident sud-piémontais », et la solution inverse à un accident chevauchant en zone externe (il se trouve vraisemblablement *sous* le front pennique) du type de ceux observés au sud de la zone de flyschs dans la zone cible (cf. figure 3.38).

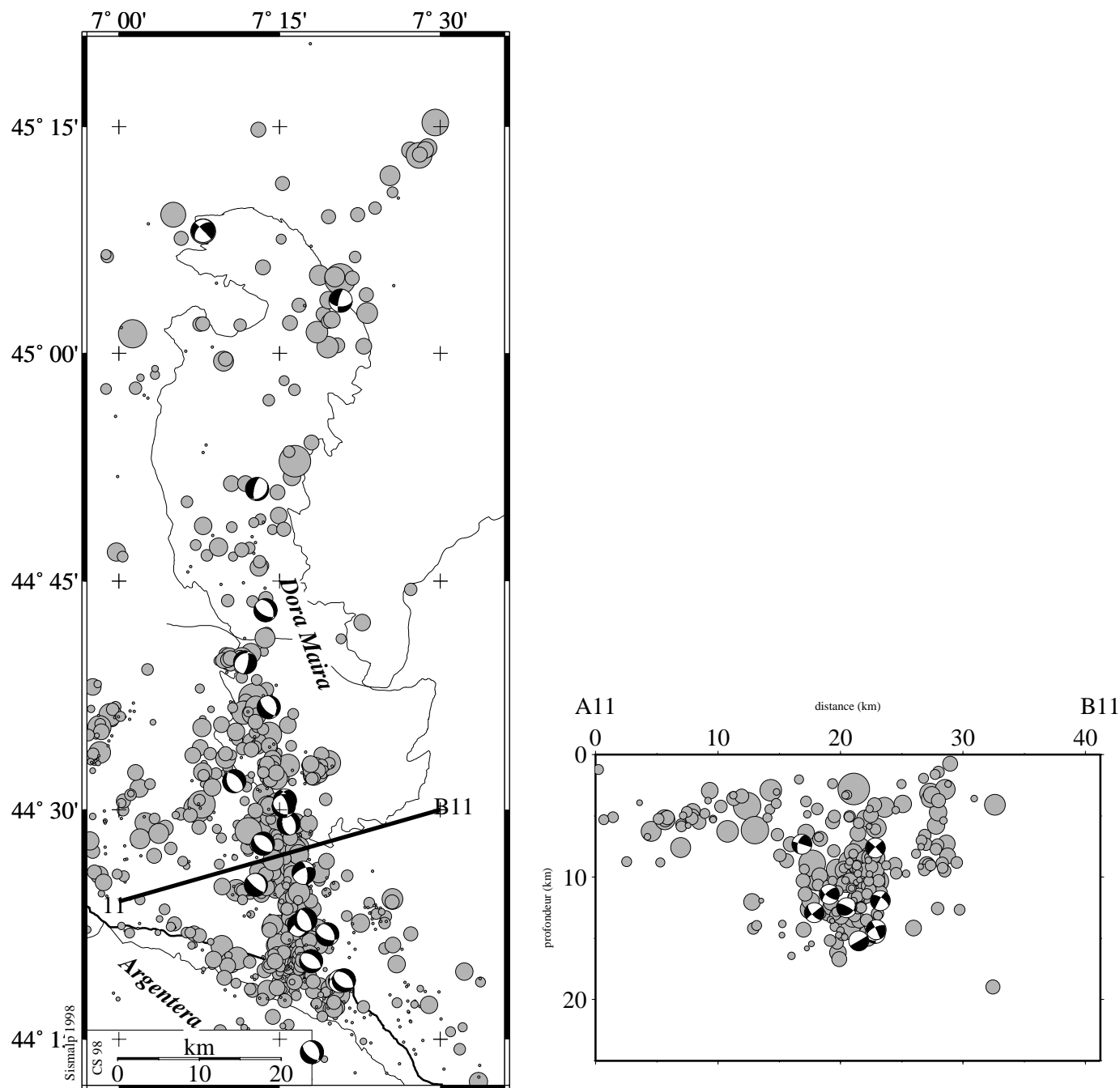


Figure 3.55 - Carte et coupe sismotectoniques générales pour l'arc sismique piémontais. Les hypocentres sont plus profonds que ceux de l'arc sismique briançonnais et, contrairement à ce dernier, la géométrie de la zone active n'a pas de relation avec les structures arquées de surface. Par contre les mécanismes focaux montrent ici aussi une extension d'ampleur régionale.

En tout état de cause, la complexité de cette région au sud de l'arc piémontais tient au fait que *se rejoignent ici les arcs sismiques piémontais et briançonnais*, et que de plus, *ils traversent le front pennique à cet endroit*, ce dernier se comportant vraisemblablement comme une frontière en terme de régime de contraintes (cf. chapitre III.4). Nous avons montré que cet arc sismique comporte dans sa partie sud une zone très active et rectiligne, l'accident sud-piémontais, qui fonctionne en faille normale.

3. La campagne d'acquisition *GéoFrance3D*

3.1. Solutions focales

Le traitement des données de la campagne d'acquisition *GéoFrance3D* (d'août 1996 à janvier 1997) a nécessité plusieurs mois de travail à l'ensemble de l'équipe impliquée dans ce programme. Cette campagne a été présentée par Fréchet *et al.* (1998). Une fois la base de données établie, je me suis consacré à la détermination des solutions focales de la partie nord de la zone couverte par le réseau *GéoFrance3D* (figure 3.2), *i.e.* de la région commune avec la zone cible et l'arc sismique piémontais présentés respectivement dans le chapitre III.2 et dans le paragraphe 2 ci-dessus.

Ce travail a permis de fournir 42 solutions focales fiables, alors que les données des réseaux permanents ne permettent de calculer qu'une douzaine de mécanismes par an (figure 3.9). L'analyse sismotectonique associée a été présentée par Sue *et al.* (1998).

Un travail de synthèse avec les mécanismes calculés dans la partie sud de la zone *GéoFrance3D* par N. Béthoux est en cours. Nous avons au préalable trié les événements susceptibles de fournir une solution focale correcte, pour limiter le nombre d'événements analysés.

Je ne présente dans ce paragraphe que des résultats *préliminaires* qui seront intégrés par la suite à une étude plus large. Les 42 solutions focales fiables sont détaillées figure 3.56. Leurs paramètres sont précisés dans le tableau 3.5, les localisations ayant été effectuées avec le modèle de vitesse MIN1D.

La figure 3.56 montre que le nombre de stations sismiques est un facteur important, sinon le facteur principal, pour calculer des solutions focales de bonne qualité, la grande quantité de données accumulées apportant des contraintes importantes sur la position des plans nodaux.

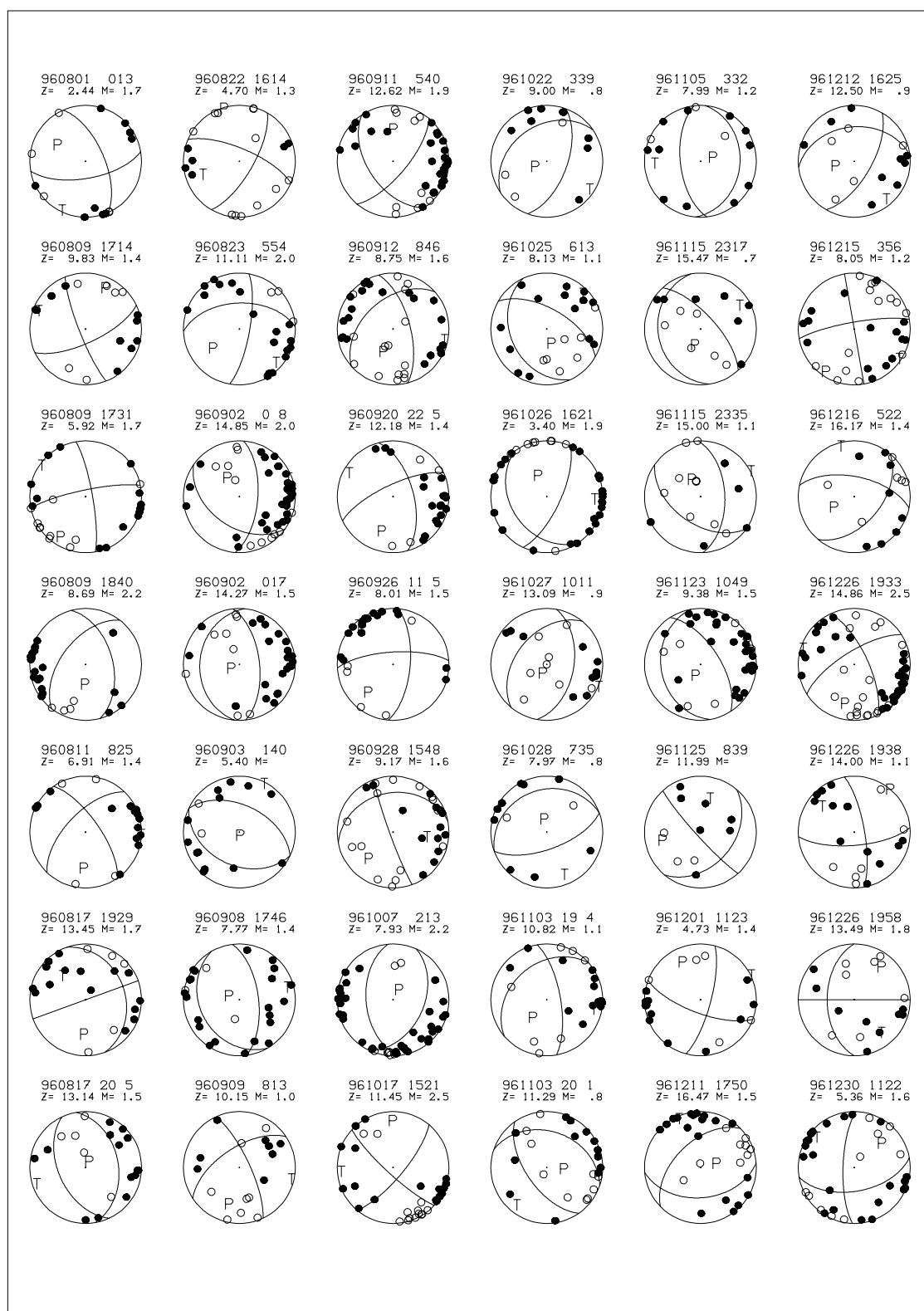


Figure 3.56 - Solutions focales fiables calculées dans les Alpes sud-occidentales avec les données de la campagne GéoFrance3D.

Date	H mn	Mag	lat	Long	Prof	rms	phi1	dip1	rk1	phi2	Dip2	rk2	phP	dipP	phT	dipT
960801	1300	1,7	45n16,0	6e17,9	2,44	0,56	170	65	-150	66	63	-28	299	38	208	1
960809	1714	1,4	44n27,8	7e16,1	9,83	0,23	155	70	-10	249	80,6	-160	23	21	290	7
960809	1731	1,7	44n23,2	6e25,0	5,92	0,30	80	80	-170	348	80	-10	214	14	304	0
960809	1840	2,2	44n22,9	6e24,1	8,69	0,20	75	50	-130	308	54	-53	188	60	282	2
960811	0825	1,4	44n33,7	7e11,4	6,91	0,21	55	70	-150	314	62	-23	187	35	93	5
960817	1929	1,7	44n21,1	7e17,8	13,45	0,23	160	90	60	70	30	180	187	38	313	38
960817	2005	1,5	44n22,1	7e16,0	13,14	0,20	245	50	-100	80	41	-78	12	81	252	5
960822	1614	1,3	44n28,0	6e54,8	4,7	0,25	120	70	20	23	71	159	342	1	251	28
960823	0554	2,0	44n27,3	7e16,6	11,11	0,24	100	75	-140	358	52	-19	236	38	134	15
960902	0008	2,0	44n22,8	7e15,2	14,85	0,28	215	45	-140	94	63	-53	323	55	68	10
960902	1700	1,5	44n22,5	7e14,7	14,27	0,21	275	30	-80	84	61	-96	249	74	88	15
960903	1400		44n32,0	6e40,2	5,4	0,16	205	40	-90	25	50	-90	205	85	25	5
960908	1746	1,4	44n23,2	6e51,7	7,77	0,25	240	30	-110	83	62	-79	287	71	75	16
960909	0813	1,0	44n29,9	6e53,1	10,15	0,13	65	75	-150	327	61	-17	199	32	103	9
960911	0540	1,9	44n20,9	7e17,8	12,62	0,21	130	70	-40	236	52,8	-155	357	42	97	11
960912	0846	1,6	44n33,1	6e49,5	8,75	0,26	75	65	-130	318	46	-36	207	52	103	11
960920	2205	1,4	44n32,5	7e15,5	12,18	0,19	75	60	-160	335	73	-32	201	34	297	8
960926	1105	1,5	44n52,6	6e22,0	8,01	0,36	95	65	-160	356	72	-26	224	31	317	5
960928	1548	1,6	44n33,7	7e08,2	9,17	0,31	250	85	120	349	30	10	225	33	99	42
961007	0213	2,2	44n13,1	6e48,5	7,93	0,34	265	50	-110	115	44	-68	20	74	279	3
961017	1521	2,5	43n59,9	7e31,4	11,45	0,26	130	75	-10	223	80,3	-165	357	18	266	4
961022	0339	0,8	44n58,5	7e01,8	9	0,32	110	60	-110	326	36	-59	249	68	124	13
961025	0613	1,1	44n30,7	6e50,5	8,13	0,19	245	35	-60	30	60,2	-109	170	69	44	13
961026	1621	1,9	44n12,4	6e48,0	3,4	0,32	115	70	-60	236	35,5	-144	333	55	93	19
961027	1011	0,9	44n20,6	7e17,0	13,09	0,23	100	50	-110	310	44	-68	215	74	114	3
961028	0735	0,8	45n16,2	6e32,4	7,97	0,26	160	65	-90	340	25	-90	340	70	160	20
961103	1904	1,1	44n39,9	7e11,5	10,82	0,34	80	70	-120	319	36	-36	222	55	102	19
961103	2001	0,8	44n23,7	7e12,5	11,29	0,27	235	60	-70	19	35,5	-121	96	68	221	13
961105	0332	1,2	45n15,8	6e31,5	7,99	0,35	95	30	-80	264	61	-96	69	74	268	15
961115	2317	0,7	44n17,9	7e18,4	15,47	0,34	260	25	-60	48	68,5	-103	206	64	58	22
961115	2335	1,1	44n17,9	7e18,2	15	0,30	215	50	-130	88	54	-53	328	60	62	2
961123	1049	1,5	44n39,8	7e11,5	9,38	0,29	260	30	-70	57	62,0	-101	213	71	65	16
961125	0839		44n30,6	7e14,7	11,99	0,18	130	40	170	228	84	50	258	28	13	38
961201	1123	1,4	44n12,4	6e47,5	4,73	0,19	105	75	-20	200	70,7	-164	332	25	63	3
961211	1750	1,5	44n50,9	7e15,7	16,47	0,35	175	45	-60	316	52,2	-117	74	69	334	4
961212	1625	0,9	44n26,6	7e14,7	12,5	0,17	120	65	-120	354	38	-43	257	59	141	15
961215	0356	1,2	44n32,3	6e50,1	8,05	0,21	350	80	0	260	90	170	215	7	125	7
961216	0522	1,4	45n 2,8	7e18,1	16,17	0,32	130	50	-140	12	61	-48	245	53	343	6
961226	1933	2,5	44n21,1	7e18,2	14,86	0,30	65	70	-160	328	71	-21	196	28	287	1
961226	1938	1,1	44n20,4	7e17,4	14	0,18	80	75	160	175	71	16	38	3	307	25
961226	1958	1,8	44n20,1	7e16,9	13,49	0,16	0	90	40	270	50	180	37	27	143	27
961230	1122	1,6	44n37,8	6e42,1	5,36	0,28	170	55	-20	272	73,7	143	46	37	307	12

Tableau 3.5 – Paramètres des 42 solutions focales fiables calculées avec les données de la campagne d'acquisition GéoFrance3D.

3.2. Analyse sismotectonique

Les cartes de la figure 3.57 présentent les localisations des 300 événements les mieux localisés au cours de la campagne GéoFrance3D (d'après Fréchet *et al.*, 1998) et les positions des 42 solutions focales fiables (d'après Sue *et al.*, 1998a). Ces cartes obtenues avec les données du réseau temporaire confirment l'analyse géométrique des arcs sismiques briançonnais et piémontais effectuée avec les données Sismalp pour la période 1989-1996.

Nous retrouvons ainsi une activité sismique:

- ☞ relativement importante dans la zone briançonnaise ;
- ☞ diffuse dans la zone externe, à l'ouest du front pennique crustal, dans l'ensellement entre Pelvoux et Argentera ;
- ☞ très importante dans la partie sud de l'arc sismique piémontais (l'accident sud-piémontais semble même avoir été particulièrement actif durant les 5 mois d'enregistrement de la campagne GéoFrance3D).

Notons que des alignements de direction N70 environ semblent recouper la partie sud de l'arc piémontais. Ils sont aussi visibles sur la carte de la figure 3.55, bien que moins nets.

Les solutions focales confirment le caractère extensif de la tectonique actuelle dans les zones internes, que ce soit dans le Briançonnais, à l'aplomb des nappes de flyschs ou le long de l'arc sismique piémontais.

Néanmoins, nous mettons en évidence un nombre important de solutions décrochantes pures ou à composante décrochante, aussi bien dans le sud de l'arc sismique briançonnais (en Haute Ubaye, vraisemblablement en relation avec la faille de Serenne, voir figure 3.43), que dans l'arc sismique piémontais. Ces solutions décrochantes sont toutes compatibles avec des sens de mouvements dextres le long de failles longitudinales (N130-N170), ou sénestres le long de failles transverses. Nous retrouvons donc les mêmes sens de décrochements qu'avec la base de donnée Sismalp. Seule la proportion des décrochements par rapport aux failles normales change.

Cette proportion accrue de décrochements peut s'expliquer de deux façons :

- ☞ Elle varie effectivement dans le temps et la campagne GéoFrance3D aurait permis d'échantillonner une période plus « décrochante » que la moyenne des dix dernières années ;
- ☞ Les magnitudes relativement plus faibles des solutions focales « GéoFrance3D » correspondent *dans l'ensemble* préférentiellement à des décrochements, bien que nous n'observions pas vraiment de relation entre la magnitude et le type de mécanisme au foyer.

Néanmoins, le régime tectonique *extensif à transtensif* dans les zones internes des Alpes occidentales, démontré par l'analyse des données des réseaux permanents, est confirmé par l'analyse des données GéoFrance3D.

Ainsi *deux bases de données différentes*, issues de réseaux sismologiques de densité spatiale différentes sur des laps de temps de dix ans pour l'une et de 5 mois pour l'autre permettent d'aboutir globalement à la même conclusion sur le régime tectonique actuel des zones internes de l'arc alpin occidental.

Nous verrons de plus dans le chapitre suivant qu'en terme de champ de contraintes, les données GéoFrance3D confirment aussi les résultats obtenus avec les réseaux permanents.

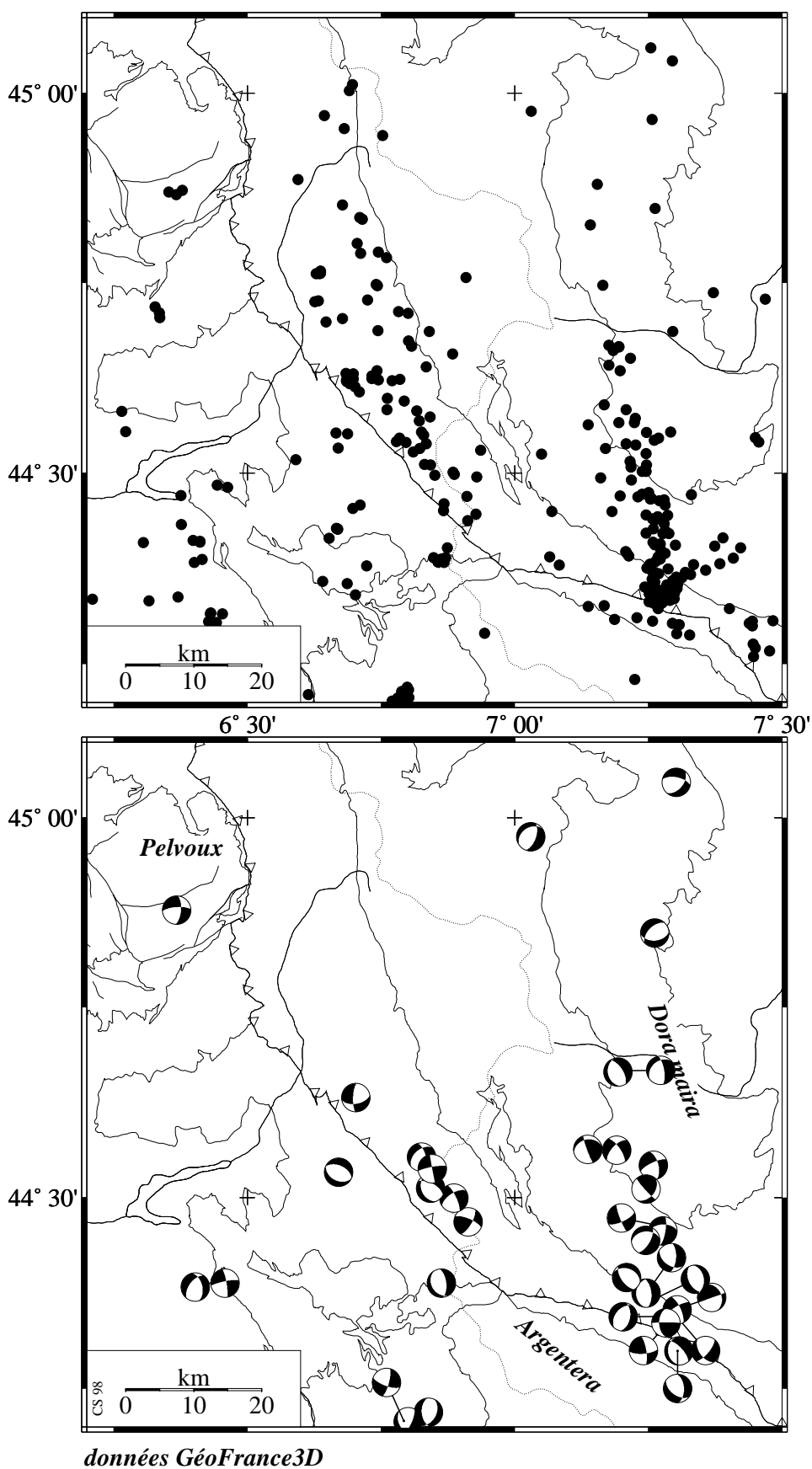


Figure 3.57 - En haut : carte des 300 séismes les mieux localisés durant la campagne GéoFrance3D (d'après Fréchet et al., 1998) ; en bas, carte des 42 solutions focales fiables calculées avec la même base de données et détaillées dans la figure 3.56 (d'après Sue et al., 1998).

4. Sismotectonique des Alpes occidentales et structures crustales

4.1. Synthèse et interprétation tectoniques

Nous présentons dans ce paragraphe, à l'échelle de l'arc alpin occidental dans son ensemble (i.e. sur une région de 150 sur 200 km), une synthèse des données sismotectoniques inédites détaillées au chapitre III.2 pour la zone cible, et dans le présent chapitre pour les régions adjacentes (nord Briançonnais, Piémontais).

Nous avons vu que l'arc alpin occidental était le lieu d'une activité sismique modérée mais régulière. Le travail minutieux effectué sur dix ans de données Sismalp (et autres réseaux permanents) ainsi que sur les données GéoFrance3D nous ont permis de tracer des cartes de sismicité des Alpes occidentales internes de bonne qualité. A partir de ces localisations, nous avons pu préciser la géométrie des « arcs sismiques » que Rothé définissait dès 1941 (cf. figure 3.1).

La figure 3.58 subdivisée en quatre classes de profondeur permet d'apprécier les relations entre ces deux arcs sismiques dans leur ensemble :

- ☞ ***l'arc briançonnais*** suit fidèlement le front pennique crustal sur 300 km de long ;
- ☞ son activité est globalement limitée aux 10 premiers kilomètres de la croûte, dans le volume de la zone briançonnaise, avec une importante proportion de séismes superficiels ;
- ☞ il rejoint l'arc piémontais au nord de l'Argentera, où les deux arcs sismiques semblent se *bloquer* contre le front pennique, ou du moins contre le revers du massif cristallin externe de l'Argentera ;

- ☞ ***l'arc piémontais*** est sécant dans sa partie sud, très active, sur les structures de surface (accident sud-piémontais) ;
- ☞ sa partie nord, moins active, tend à rejoindre la direction axiale de la chaîne (à partir de la moitié nord de Dora-Maira) ;
- ☞ il ne présente que très peu de sismicité superficielle, limitée dans sa partie sud, près de sa jonction avec l'arc briançonnais ;
- ☞ son activité est comparable en fréquence à l'activité de l'arc piémontais entre 5 et 10 km de profondeur ;
- ☞ entre 10 et 15 km de profondeur, il présente une activité sismique plus importante, concentrée dans une bande de 5 km de large sur 50 km de long ;
- ☞ en dessous de 15 km de profondeur, l'activité se limite principalement à l'extrême sud de l'arc piémontais, immédiatement au nord de l'Argentera, ce qui pose le problème de la géométrie du socle externe à ce niveau.

La carte de la figure 3.59 présente une synthèse des solutions focales présentées dans ce chapitre (excepté les mécanismes GéoFrance3D). Les domaines E1, E2, P, B1, B2, B3 ont été définis sur des critères structuraux afin de délimiter des régions homogènes en terme de contraintes, utilisées dans le chapitre suivant. Les domaines B1, B2, B3 sont trois segments majeurs de la zone briançonnaise parallèles à l'arc alpin (de directions respectives N30, N160 et N130). Le trait mixte localise la coupe crustale de la figure 3.60. La trace du profil ECORS-ALP1 projeté sur cette coupe est aussi précisée.

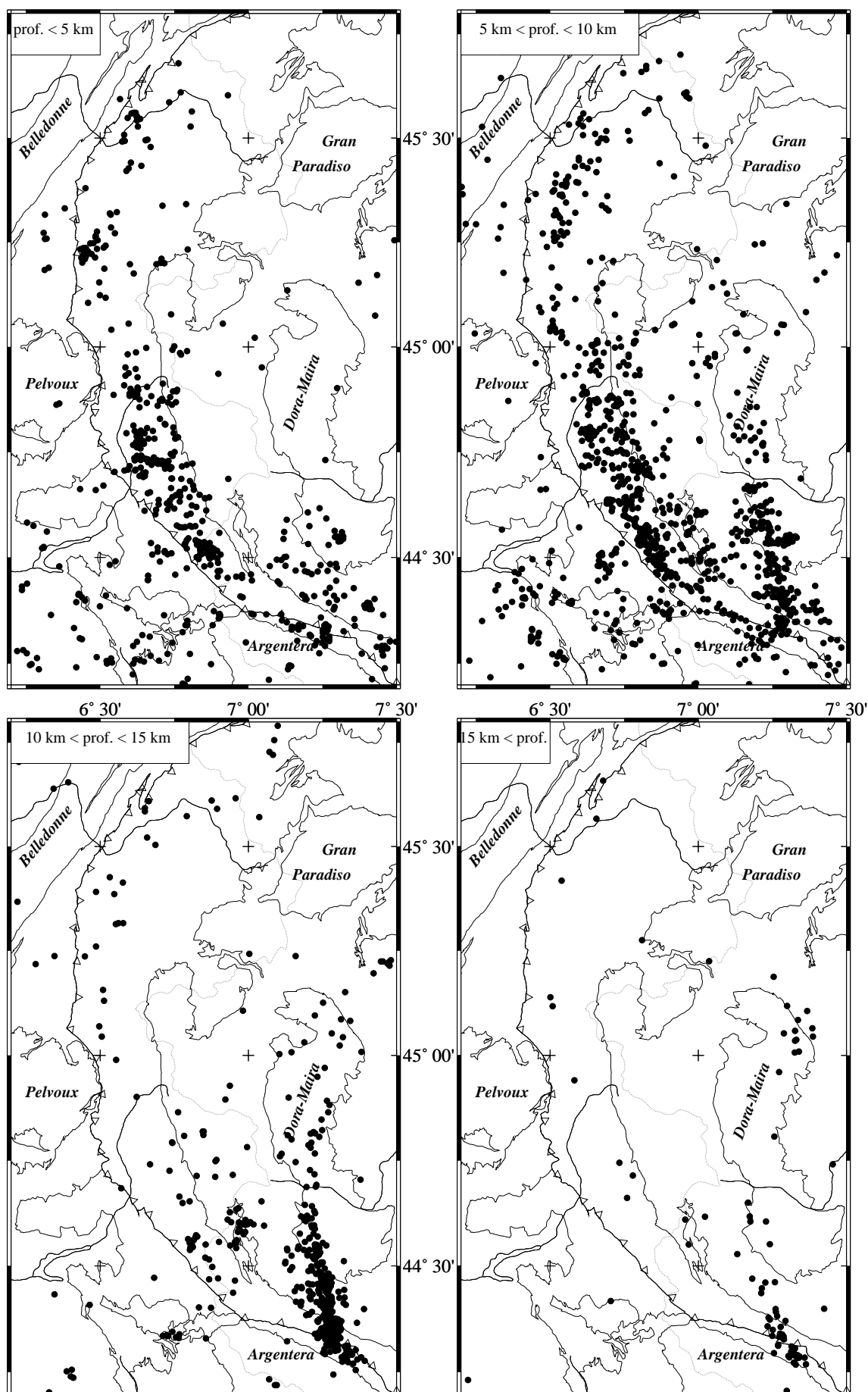


Figure 3.58 - Répartition de la sismicité des zones internes de l'arc alpin occidental par classes de profondeur (0 km, 5 km, 10 km, 15 km).

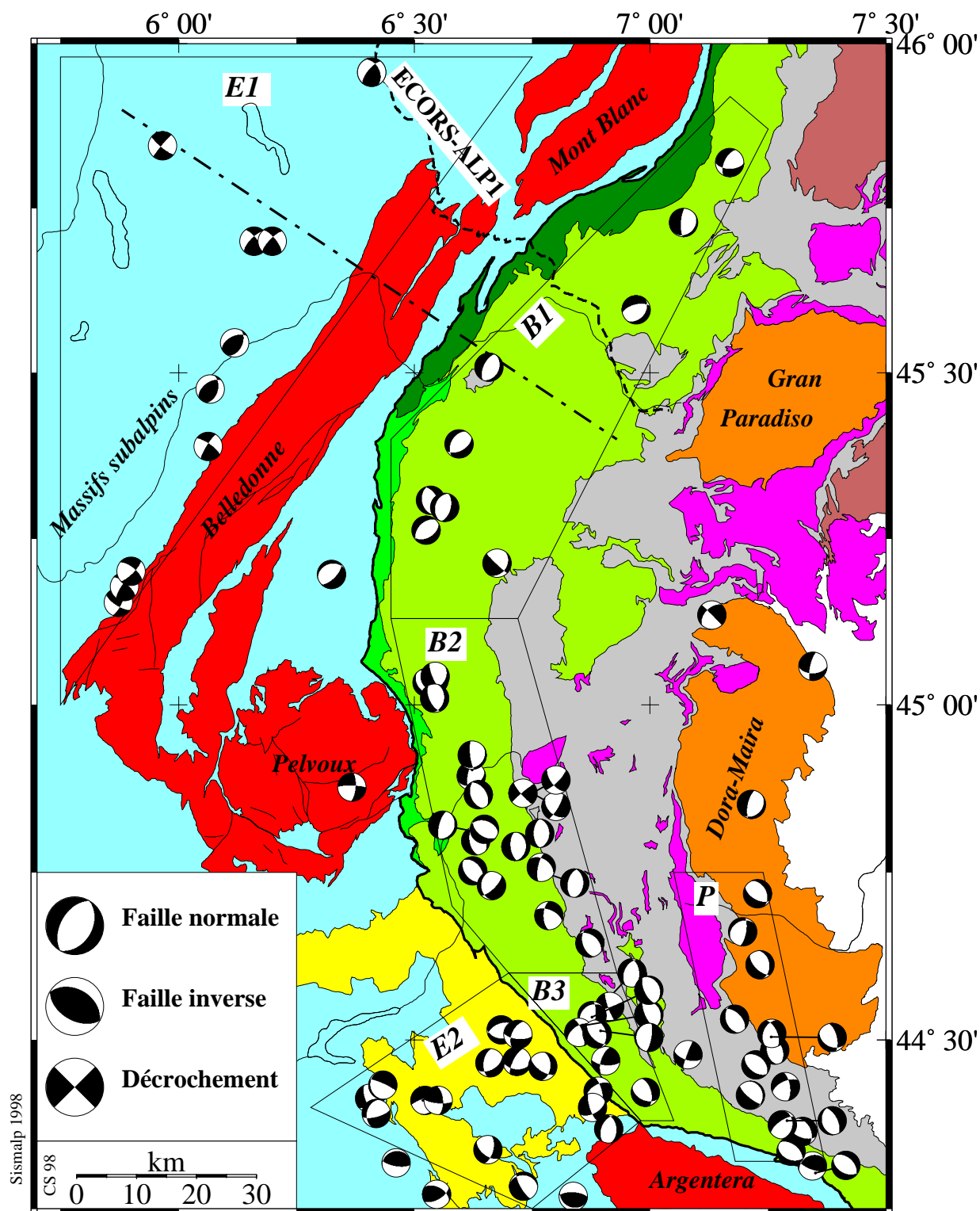


Figure 3.59 - Carte sismotectonique synthétique regroupant l'ensemble des solutions focales fiables calculées dans cette partie avec les données Sismalp. Les zones E1, E2, B1, B2, B3 et P renvoient au chapitre III.4 sur l'inversion des solutions focales. Le trait pointillés situe la coupe de la figure 3.60.

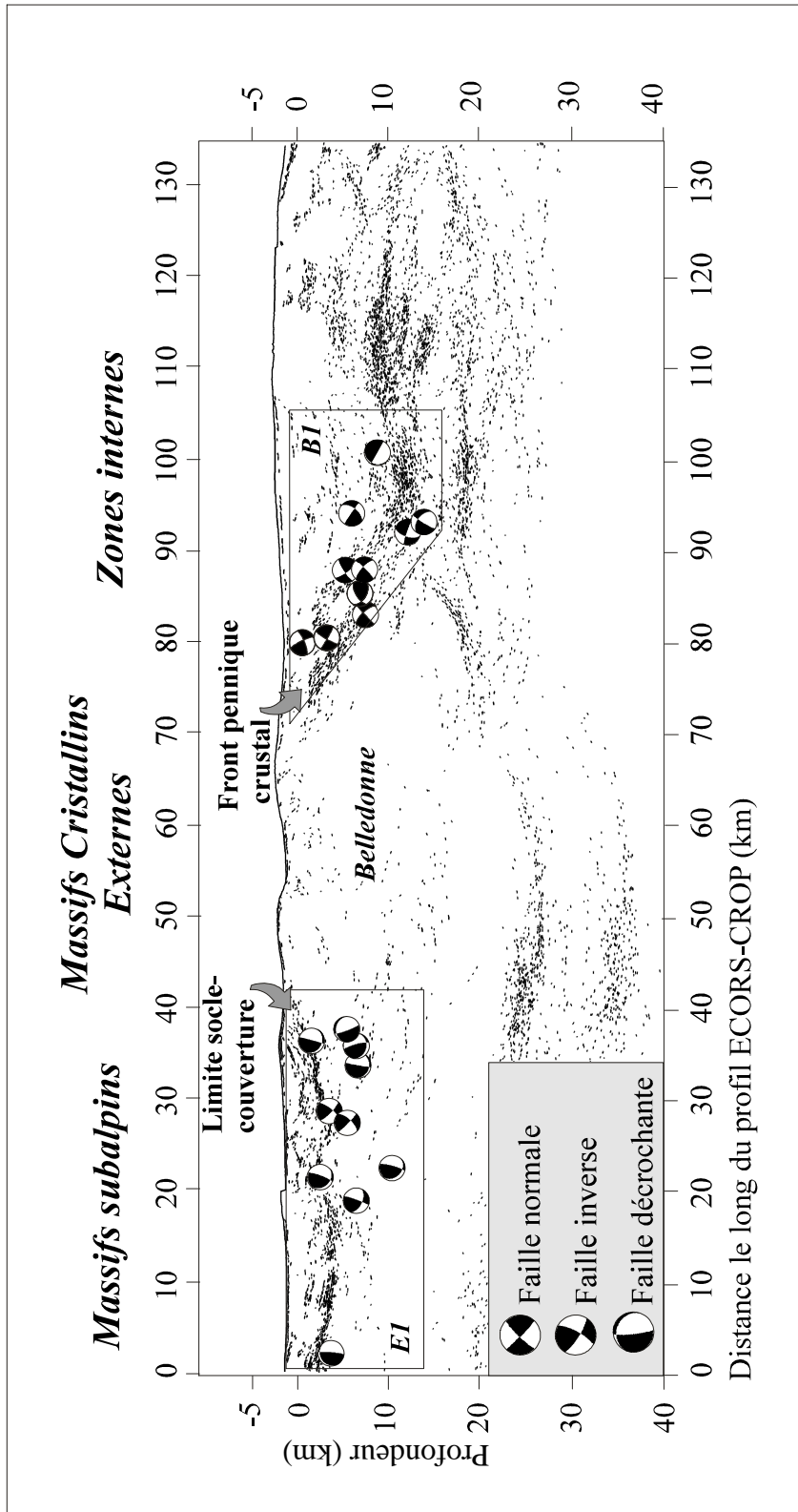


Figure 3.60 - Coupe crustale le long de la ligne en trait mixte de la figure 3.59, une dizaine de kilomètres au sud du profil ECORS-CROP (Roure *et al.*, 1990). Les solutions focales des domaines E1 et B1 de la figure 3.59 sont projetés sur la coupe, ainsi que les réflecteurs du profil ECORS-CROP. La sismicité de la zone externe en compression affecte le socle dauphinois, suggérant que la convergence alpine est toujours active. La sismicité en extension localisée près du front pennique crustal dans les zones internes suggère que cette discontinuité majeure fonctionne actuellement comme un détachement extensif.

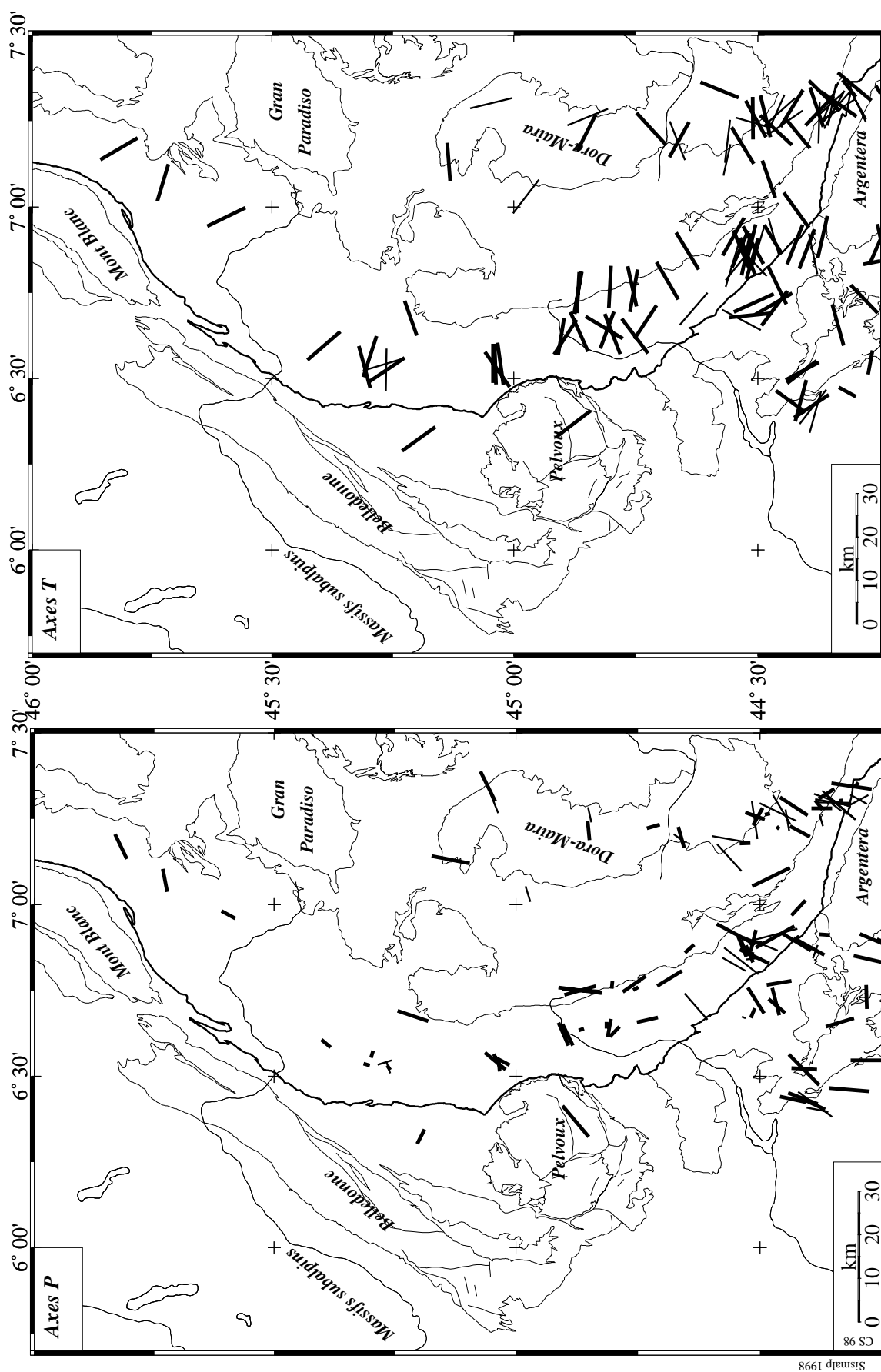


Figure 3.61 - Cartes synthétiques des axes P (en bas) et T (en haut) des solutions focales tracées sur la figure 3.59 (données Sismalp, traits épais) et des solutions focales calculées à partir des données de la campagne GéoFrance3D (traits fins).

Les solutions focales du domaine E1 sont celles déterminées par Thouvenot (1996). Elles ont été calculées avec les données du réseau Sismalp. Les 93 solutions focales de cette carte sont donc issues de la même base de données.

Les cartes des projections des axes P et T de la figure 3.61 regroupent les axes des solutions focales calculées dans ce travail avec les données Sismalp (traits épais) et avec les données GéoFrance3D (traits fins). Deux observations d'ordre général ressortent de ces cartes synthétiques :

- ☞ le pendage de la plupart des axes P, très important dans la majeure partie des zones internes (extension généralisée) ;
- ☞ les directions des axes T de l'arc sismique briançonnais, globalement radiales à l'arc, qui passent de N160 au nord de l'arc à N60 au sud (« extension » perpendiculaire au front pennique).

La discussion sur le régime de contraintes associé à cette extension est menée dans le chapitre suivant.

A partir de ces documents (figures 3.59 et 3.61), l'extension des zones internes apparaît comme un caractère majeur de la sismicité de l'ensemble de l'arc alpin occidental. L'homogénéité du catalogue des mécanismes focaux établi dans ce travail est particulièrement bonne. Les seules solutions en faille inverse sont situées à la bordure externe de l'arc alpin occidental. ***Cette carte établit sans équivoque le régime tectonique extensif à transtensif global de la majorité des zones internes***, confirmé par la campagne GéoFrance3D (cf. figure 3.57).

Sur la carte de la figure 3.59, la bordure externe de l'arc alpin montre ***un régime tectonique compressif à transpressif*** compatible avec les directions radiales de la contrainte maximale tracées par Ahorner (1972), Fréchet (1978), Pavoni (1986) et Ménard (1988), ***pour la zone externe*** (cf. chapitre III.1).

La coupe de la figure 3.60 illustre ce changement de régime tectonique entre la zone externe et les zones internes avec la projection sur le plan de coupe des réflecteurs du profil ECORS-ALP1 (Roure *et al.*, 1990 ; Roure *et al.*, 1996), et des solutions focales des zones E1 et B1. Ces projections parallèlement à l'axe de la chaîne se justifient par le cylindrisme de l'arc alpin dans cette région (de part et d'autre du massif de Belledonne).

Cette coupe montre que l'activité sismique de la zone externe affecte le socle dauphinois. Les solutions focales sont principalement en failles décrochantes dextres le long de la direction N30 (direction des alignements sismiques et des failles majeures de la zone) avec une composante de compression. Trois solutions en failles inverses pures se localisent près de l'interface socle-couverture et au dessous, montrant que les chevauchements de socle au front de la chaîne sont toujours actifs.

Les solutions du domaine B1 se localisent immédiatement au dessus des réflecteurs associés au ***front pennique***, suggérant que cette ***discontinuité crustale majeure*** fonctionne actuellement comme un ***détachement extensif***. Cette analyse est comparable à celle effectuée plus au sud, sur la faille de la Durance (figure 3.42) et sur la faille de Serenne (figure 3.44).

Cette coupe montre que le front pennique borde à l'ouest (et à cette latitude) la zone en extension, et correspond vraisemblablement à la ***limite externe*** du domaine affecté par le régime tectonique extensif.

Les deux régimes tectoniques opposés se répartissent de part et d'autre du front pennique crustal, ou du moins des massifs cristallins externes, puisque le régime extensif traverse le front pennique crustal à la latitude des nappes de flyschs et affecte l'ensellement de socle entre Pelvoux et Argentera. Les solutions focales les plus externes suggèrent que la collision alpine est toujours active, et s'exprime au front de la chaîne.

Dans le même temps, les zones internes sont le lieu d'une extension généralisée s'exprimant le long des deux « arcs sismiques » de Rothé (1941), par ailleurs régions les plus actives dans les Alpes occidentales. Cette **extension** témoigne d'un **déséquilibre** dans le système dynamique alpin. La discussion géodynamique sur le(s) « moteur(s) » de cette extension est menée dans la partie V.

Bien que montrant des régimes tectoniques opposés, les zones internes et externes ont un point commun en ce qui concerne les failles décrochantes que nous retrouvons aussi bien au front des massifs cristallins externes que dans les arcs briançonnais et piémontais. Ces solutions sont systématiquement compatibles avec des mouvements dextres le long de failles parallèles à la direction locale de l'axe de la chaîne. Ce comportement peut d'ailleurs être prolongé au nord avec le fonctionnement dextre reconnu sur les failles du Rhône et du Simplon (Maurer, 1997). Cette part **décrochante** de la déformation, constante dans tout l'arc alpin est vraisemblablement associée au mouvement de **rotation anti-horaire de l'Apulie** par rapport à l'Europe (Ménard, 1988 ; Anderson et Jackson, 1987), induisant un champ de déformation en rotation dans la dynamique alpine.

4.2. Sismicité et structures

4.2.1. Le front pennique crustal

Nous avons vu que le front pennique crustal est étroitement lié à l'activité sismique de l'arc briançonnais. En fait, comme l'ont montré les coupes transversales (figures 3.42, 3.44, 3.60), les failles actives se branchent sur le front pennique crustal, ce dernier étant probablement réactivé en détachement extensif. Les mécanismes présentent fréquemment à ses abords des plans nodaux qui lui sont presque parallèles, suggérant des directions d'extension perpendiculaires. Le front pennique crustal peut alors s'interpréter comme une structure contrôlant non seulement la forme de l'arc sismique briançonnais, mais aussi la répartition des contraintes extensives à la limite ouest des zones internes (disposition radiale des axes T).

Cette interprétation en terme de « frontière occidentale » du régime extensif valable au nord de l'arc alpin est prise en défaut à la latitude des nappes de flysch de l'Embrunais-Ubaye, comme le montrent les nombreux mécanismes en faille normale déterminés dans cette région. Nous avons vu que la profondeur des hypocentres est supérieure à l'épaisseur supposée de ces nappes de flyschs d'origine pennique, et que les séismes affectent socle et couverture externe dans ce secteur. La limite du régime extensif dans ce cas n'est pas le front pennique crustal mais plutôt l'axe « haut » formé par les massifs cristallins externes. Dans la zone de flyschs, le régime extensif serait « protégé » du champ compressif externe par l'ensellement de socle. Par ailleurs, toujours dans cette région, plusieurs failles N90 (e.g. faisceau du Parpaillon) et N70 (e.g. faisceau de l'Embrunais) traversent le front pennique crustal qui n'apparaît plus comme une limite au régime extensif.

Même si le front pennique crustal perd son caractère de « frontière » du régime tectonique extensif au sud des nappes de flyschs, il reste, tout au long de l'arc alpin, une discontinuité majeure susceptible de perturber et d'orienter le champ de contraintes. Nous verrons effectivement au

chapitre III.4 que les domaines E2 (nappes de flyschs) et B3 (sud de la zone briançonnaise) possèdent des directions de contraintes sensiblement différentes, liées au front pennique crustal, lequel contrôle d'ailleurs la distribution des contraintes tout au long de l'arc sismique piémontais (chapitre III.4).

4.2.2. Le corps d'Ivrée

Si l'arc sismique briançonnais correspond au front pennique crustal, l'arc piémontais est totalement dissocié des structures de surface qu'il recoupe de part en part tout du moins dans sa partie sud (accident sud-piémontais). Il se trouve par contre à l'aplomb de l'anomalie gravimétrique liée au corps d'Ivrée (Ménard et Thouvenot, 1984 ; Bayer *et al.*, 1989 ; Bayer *et al.*, 1996 ; Solarino *et al.*, 1997). La carte de la figure 3.62 souligne les relations entre la sismicité alpine et l'anomalie de Bouguer (d'après les données de compilation du programme *GéoFrance3D-Million*), relations déjà observées par Thouvenot (1996).

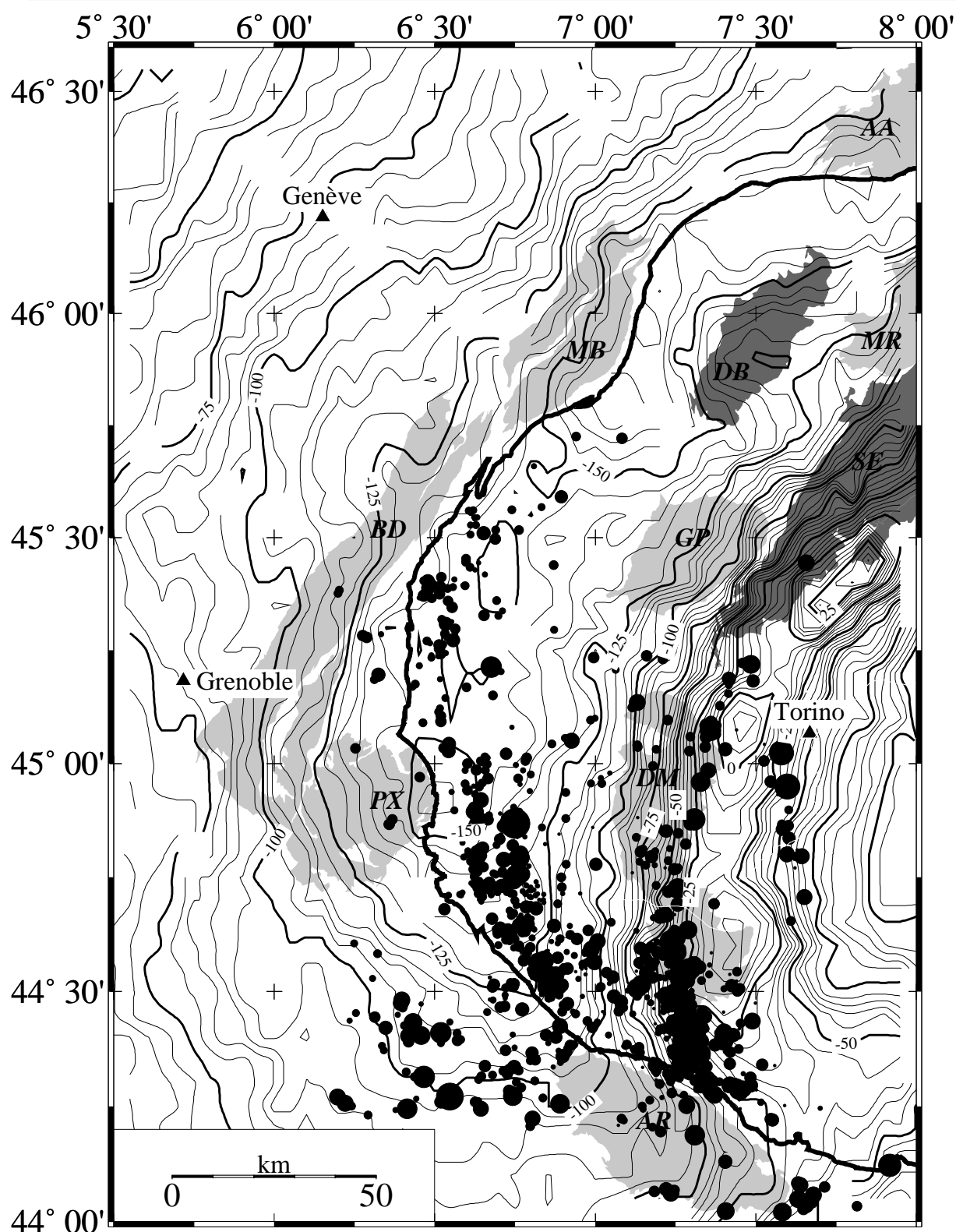
La corrélation entre l'anomalie gravimétrique et l'arc sismique piémontais est particulièrement frappante : la sismicité suit parfaitement la courbe de l'anomalie à -25 mGal, et tangente la bordure ouest du corps d'Ivrée. L'activité de l'arc sismique piémontais est donc nettement liée à la présence du corps d'Ivrée, lequel a une géométrie beaucoup plus rectiligne que les structures de surface dans la branche sud de l'arc alpin.

Cette caractéristique de l'arc sismique piémontais se retrouve dans la figure 3.24 qui présente le modèle de vitesse 3D de Paul *et al.* (1998). La coupe est-ouest de cette figure montre effectivement que les séismes enregistrés durant la campagne d'acquisition GéoFrance3D se trouvent exactement à la bordure ouest de l'anomalie de vitesse rapide correspondant au corps d'Ivrée. La bordure ouest du corps d'Ivrée se comporte donc globalement comme une zone active, correspondant à l'« accident sud-piémontais » défini précédemment.

Notons que si l'arc sismique piémontais souligne la bordure ouest du corps d'Ivrée, un petit alignement sismique reporté sur cette carte au sud de Turin (que nous n'avons pas étudié en détail dans ce travail) semble en suivre la bordure est (« arc padan » de Thouvenot, 1996).

Le corps d'Ivrée est interprété comme une écaille de manteau (*e.g.* Bayer *et al.*, 1989). La relation nette entre sismicité et corps d'Ivrée permet de proposer que cette écaille de manteau soit actuellement *en mouvement* au sein de la croûte alpine, sous l'effet du *régime tectonique extensif* que nous avons décrit dans ce chapitre.

Il est difficile de déterminer le pendage de l'essaim sismique sud-piémontais (pratiquement vertical). Un pendage vers l'est (option « classique », *e.g.* Bayer *et al.*, 1989 et 1996) serait associé à un effondrement de la partie est par rapport à la partie ouest, *analogue* au fonctionnement du *front pennique crustal*. Un pendage vers l'ouest (*e.g.* Marchant, 1993) impliquerait un effondrement de la partie ouest par rapport à la partie est, ou de façon équivalente, ce qui pourrait correspondre à une *remontée du corps d'Ivrée*.



Anomalie de Bouguer : GEOFRANCE 3D - Projet Million

Figure 3.62 - Carte de l'anomalie de Bouguer dans les Alpes occidentales d'après la synthèse du projet "GéoFrance3D-Million" superposée à la sismicité des zones internes. La corrélation entre l'anomalie liée au corps d'Ivrée et la sismicité de l'arc piémontais est saisissante.

4.2.3. Analyse comparative

Nous avons vu que les arcs sismiques briançonnais et piémontais, liés à des structures crustales très différentes, avaient cependant des comportements tectoniques semblables.

Les similitudes entre ces deux arcs sismiques concernent :

- ☞ **L'activité de la croûte supérieure** entre 5 et 10 km ;
- ☞ Le régime **extensif** prépondérant, avec une composante décrochante ;
- ☞ Le régime de **contraintes** associé (cf. le chapitre suivant) ;
- ☞ Leur origine structurale liée chacune à une **discontinuité crustale majeure** de la chaîne alpine (front pennique crustal pour l'un, corps d'Ivrée pour l'autre).

En ce qui concerne les différences, nous avons souligné :

- ☞ Leur origine structurale mettant en jeu des **discontinuités différentes** (le front pennique crustal est un chevauchement crustal oligocène typique ; le corps d'Ivrée est une écaille de manteau poinçonnant la croûte alpine).

Découlant de ces différences structurales :

- ☞ La **répartition** des séismes en **profondeur**, l'arc piémontais présentant un pic d'activité à une quinzaine de kilomètres de profondeur, alors que l'arc briançonnais se limite aux dix premiers kilomètres ;
- ☞ La **géométrie** par rapport aux **structures de surface** de l'arc alpin (l'arc briançonnais suit l'arc des Alpes occidentales, l'arc piémontais est sécant dans sa partie sud sur toutes les structures de surface).

En terme de magnitude nous avons déjà mentionné dans les deux cas une activité modérée avec des magnitudes caractéristiques de l'ordre de 1 à 2.

A contrario, l'analyse quantitative des magnitudes de ces deux arcs sismiques présentée par les deux courbes « *fréquences-magnitudes* » de la figure 3.63 montre qu'ils ont de ce point de vue des comportements différents. L'arc sismique briançonnais présente une répartition régulière des magnitudes, typique des populations de séismes suivant la loi de Gutenberg et Richter (1954), avec une pente (« b-value ») de 1,0 en valeur absolue, comprise dans la fourchette des valeurs « normales » (Scholz, 1990). Au contraire, la répartition de magnitudes pour l'arc piémontais est moins classique. Cette courbe peut se modéliser avec deux droites correspondant à deux valeurs b : b=0,76 pour les magnitudes inférieures à 2,25 et b=1,7 pour les magnitudes supérieures. La pollution anthropogénique (carrières) n'est significative pour aucun des deux arcs sismiques, comme l'illustrent les histogrammes journaliers pour les deux catalogues.

Ces deux courbes fréquences-magnitudes montrent que les séismes des arcs briançonnais et piémontais ont des *caractéristiques mécaniques différentes*. La « magnitude de coupure » (rupture de pente) de 2,25 de l'arc piémontais peut s'interpréter comme correspondant à une taille de séismes, et *in fine* à une taille de faille, ou de zone de faiblesse (friction faible, Scholz, 1998), caractéristique. Les magnitudes de 2 à 2,5 correspondent à des mouvements centimétriques le long de failles de quelques centaines de mètres de dimension caractéristique (Scholz, 1990 ; Yeats, 1997).

Cette courbe semble montrer que les séismes de magnitude inférieure ou égale à 2,25 sont favorisés par rapport aux séismes de plus forte magnitude (par rapport à la loi de Gutenberg-

Richter). Cette observation pourrait correspondre à une *préfracturation* importante de la zone avec des failles de dimension caractéristique hectométrique.

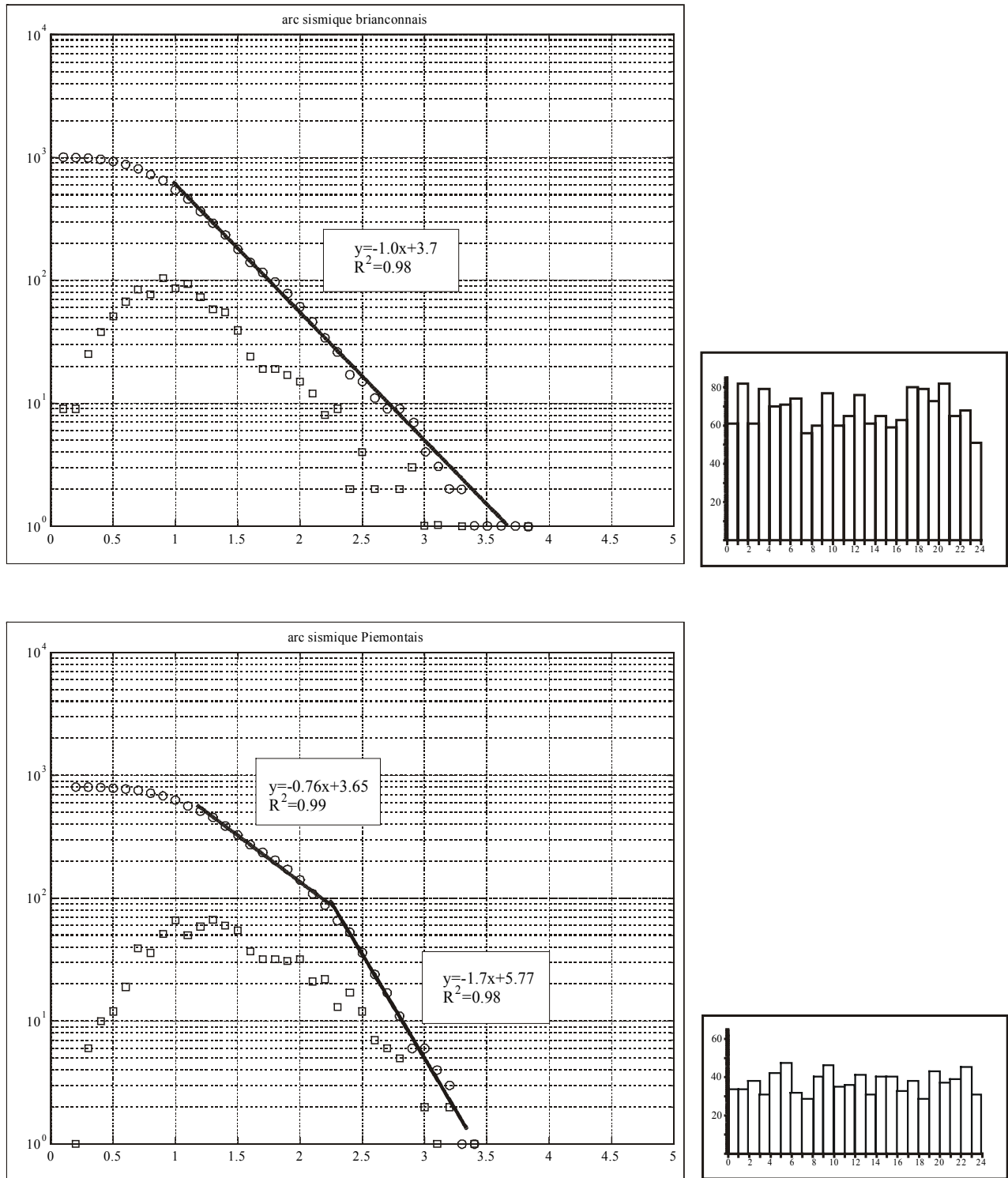


Figure 3.63 – Courbes fréquences-magnitudes pour les arcs sismiques briançonnais (en haut) et piémontais (en bas). Ces courbes présentent les distributions non cummées (carrés) et cumulées (cercles) simultanément. L'équation de la droite de régression est précisée avec les coefficients de corrélation correspondant. Les deux histogrammes journalier montrent que l'effet de la pollution anthropogénique est négligeable dans les deux cas.

La figure 3.64 tente d'illustrer l'analyse comparative de ce paragraphe avec une vision tridimensionnelle synthétique de la sismicité des Alpes occidentales (arc briançonnais en vert, arc piémontais en rouge). Notons un petit alignement atypique (en jaune) qui semble relier la base sud de l'arc briançonnais avec le tiers supérieur de l'arc piémontais. Cet alignement ne ressortait pas vraiment des cartes sismotectoniques, à cause de son pendage faible d'une quarantaine de degrés vers l'ouest. Pourtant il apparaît assez nettement sur ces blocs diagrammes, montrant par là même l'intérêt d'une visualisation tridimensionnelle globale de la sismicité.

Ces 4 blocs diagrammes, vus en perspective selon les directions N30, N100, N160 et N200, donnent une idée de la géométrie des deux arcs sismiques. L'enveloppe de l'arc briançonnais correspond peu ou prou à la géométrie du front pennique crustal, alors que celle de l'arc piémontais moule la bordure ouest du corps d'Ivrée.

En conclusion sur l'analyse sismotectonique et sur les relations entre sismicité et structures crustales, retenons que, malgré des origines structurales très différentes, les comportements tectoniques des deux arcs sismiques sont remarquablement proches.

En effet, bien que les caractéristiques géométriques et physiques du front pennique (chevauchement crustal peu incliné affectant la croûte supérieure et en particulier les nappes de la couverture briançonnaise) et du corps d'Ivrée (écaïlle de manteau subverticale traversant la partie inférieure de la croûte) soient pour le moins éloignées, nous avons établi dans les deux cas des régimes sismotectoniques extensifs à transtensifs comparables.

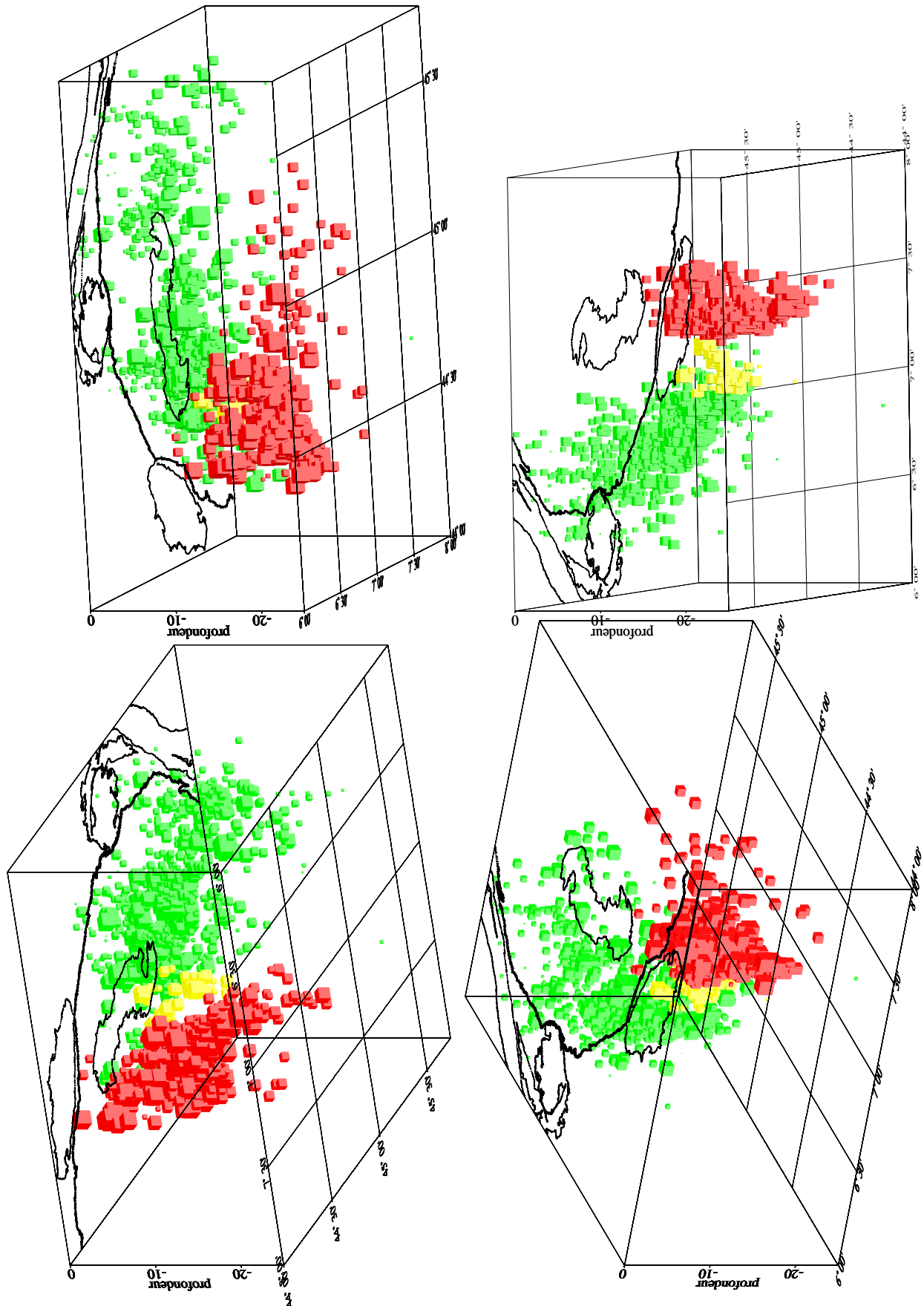


Figure 3.64 - Vues tridimensionnelles de la sismicité des arcs briançonnais (en vert) et piémontais (en rouge). Les séismes en jaune forment un alignement à pendage ouest dissocié des arcs précédents.

Chapitre III. 4– Le champ de contraintes actuel de l'arc alpin occidental vu par la sismotectonique

Ce chapitre est dédié à la recherche du champ de contraintes des Alpes occidentales à partir des solutions focales, non plus uniquement en traçant les cartes d'axes P et T comme précédemment, mais en effectuant l'inversion des solutions focales dans des domaines homogènes ou supposés tels.

Le nombre de solutions focales inédites (125 au total ; 83 avec les réseaux permanents et 42 avec le réseau GéoFrance3D) que nous avons étudiées dans les deux chapitres précédents m'a permis de réaliser plusieurs inversions dans différents domaines structuraux des Alpes occidentales internes, mais aussi

dans la zone externe avec les mécanismes de Thouvenot (1996). Le caractère homogène des données utilisées (en terme de réseaux, de dépouillement, etc.) est un gage de qualité du catalogue des solutions focales et des inversions.

Après quelques rappels méthodologiques succincts (premier paragraphe), je présente les résultats de l'inversion des solutions focales issues des réseaux permanents sous la forme d'un article soumis au Journal of Geophysical Research (§2) ; puis les inversions des mécanismes « GéoFrance3D » (§3), avant de proposer une synthèse sur le champ de contraintes actuel des Alpes occidentales.

~

1. Rappels méthodologiques

Au même titre que les plans striés, les mécanismes au foyer donnent une information sur le fonctionnement d'une faille, avec un plan de faille (et un plan auxiliaire souvent non discriminé) et un glissement sur ce plan (analogues au plan strié et à sa strie). A partir de là, l'idée d'appliquer les méthodes de recherche du (meilleur) tenseur des contraintes correspondant à une population de plans striés (cf. chapitre II.2, §1) à un ensemble de mécanismes semble assez naturelle.

S'appuyant sur le même principe fondamental (principe de Wallace, 1951 et Bott, 1959, cf. chapitre II.2), plusieurs algorithmes ont été spécifiquement développés dans cette optique par Vasseur *et al.* (1983), Gephart et Forsyth (1984), Julien et Cornet (1987), Carey-Gailhardis et Mercier (1987), Gephart (1990a et 1990b).

Toutes ces méthodes cherchent à minimiser les angles entre la contrainte cisailante et la direction de glissement, avec la difficulté supplémentaire, par rapport aux populations de plans, striés de l'indétermination du plan de faille réel.

Trois cas se présentent (cf. Michael, 1987) :

- ☞ le plan réel n'est pas utilisé en tant que tel (méthodes type « dièdres droits », Angelier, 1984) ;
- ☞ le plan réel est connu ou déduit (analyse néotectonique, alignements sismiques) ou choisi a priori ;
- ☞ l'algorithme utilisé détermine effectivement le meilleur couple (plans de failles / tenseur des contraintes) pour une famille de mécanismes donnés (*e.g.* Gephart et Forsyth, 1984).

Un second type de méthodes d'inversion du tenseur des contraintes utilise une fonction de probabilité du rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes (Armijo et Cisternas, 1978 ; Armijo et *al.*, 1982 ; Phan-Trong, 1993). Ces méthodes cherchent à minimiser l'écart entre le rapport de forme et la valeur correspondant au maximum de probabilité. Elles fournissent dans l'ensemble des résultats comparables aux méthodes de minimisation entre la strie et la contrainte tangentielle (Phan-Trong, 1993).

Dans ce chapitre, j'ai appliqué la méthode (dite *exacte*) de Gephart et Forsyth (Gephart et Forsyth, 1984 ; Gephart, 1990a ; Gephart, 1990b) aux catalogues de solutions focales établis dans les deux chapitres précédents. L'inversion des solutions focales inédites de ces catalogues a permis de préciser le champ de contraintes actuel de l'arc alpin occidental dans son ensemble, *i.e.* à l'échelle de plusieurs centaines de kilomètres.

Les domaines d'inversion utilisés pour la répartition des solutions focales ont été délimités sur des critères structuraux. Ils sont tracés en traits fins sur la figure 3.59 (domaines E1 E2 P B1 B2 B3). Les domaines E1 et E2 correspondent à la zone externe, avec le front des massifs subalpins (E1) et l'ensellement entre Pelvoux et Argentera (E2). Les Domaines B1, B2 et B3 correspondent à la zone briançonnaise et donc à l'arc sismique briançonnais. Les trois "sous-domaines" briançonnais sont introduits pour prendre en compte la courbure de l'arc alpin dans les régions considérées (N30 pour B1, N160 pour B2 et N130 pour B3). Enfin, le domaine P correspond à la partie sud de l'arc sismique piémontais qui paraît assez homogène, aussi bien en ce qui concerne les solutions focales que la géométrie (rectiligne) de l'alignement.

2. Une extension radiale généralisée des zones internes

Article soumis au *Journal of Geophysical Research* :

octobre 1998

Earthquake analysis reveals widespread extension in the core of the western Alps

Christian Sue, François Thouvenot, Julien Fréchet et Pierre Tricart

Earthquake analysis reveals widespread extension in the core of the western Alps

Christian Sue^{1,2}, François Thouvenot¹, Julien Fréchet¹ & Pierre Tricart²

¹ Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, BP53, F-38041 Grenoble cedex 9, France

² Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 15 rue M. Gignoux, F-38000 Grenoble, France

Correspondence and requests for materials to Christian Sue (csue@lgit.obs.ujf-grenoble.fr)

Abstract

The western Alps are an active collision belt whose current stress field is inhomogeneous [Müller *et al.*, 1992]. We report new seismological data which significantly improve our knowledge of this stress field. About 1,600 earthquakes which occurred in the western Alps during the last 10 years were precisely localized, and 79 new focal solutions were computed. The analysis of this database shows that widespread extension affects the Internal Zones of the belt as a whole. To better constrain the associated stress regime, six stress tensors were computed using the Gephart and Forsyth [1984] method. They show that the current tectonics of the western Alps are contrasted with a rapid variation in the stress regime. The extension direction is radial to the arcuate geometry of the belt and bounded outboard by the old thrust of the Internal Zones onto the External Zone, suggesting reactivation of this inherited crustal discontinuity. Such a widespread extension within the inner part of an actually ongoing collision belt cannot be explained by simple collision-related tectonics. We propose that intra-belt buoyancy forces, such as those produced by a slab detachment, interfere with the boundary forces driven by the ongoing Europe-Africa convergence.

Introduction

The western Alps result from the Europe-Africa collision which leads to the indentation of Europe by the Adriatic promontory (Adria) [Tapponnier, 1977], with a probable counterclockwise rotation of the indenter [Anderson and Jackson, 1988; Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989]. One of the major structures related to this indentation is the crustal Oligocene thrust (~ 30 Ma) [Tricart, 1984] of the Internal Metamorphic Zones onto the External Zone (Internal-External Boundary: IEB), which underlines the arcuate geometry of the belt (Figure 1). Although present-day convergence velocity is less than 1 cm.yr^{-1} [DeMets *et al.*, 1990], the western Alps currently undergoes a moderate seismicity. The first seismotectonic studies in the Alps [e.g. Fréchet, 1978; Fréchet and Pavoni, 1979; Pavoni, 1980; Pavoni and Roth, 1990] concluded to horizontal P-axes orientations of the focal mechanisms linked to the directions of crustal shortening inferred from tectonics considerations. Thus, Tertiary-like dynamics for the current belt were proposed. Nevertheless, several seismotectonic investigations found normal-faulting focal solutions in different regions of the western Alps: in the south-western Alps [Fréchet, 1978; Fréchet and Pavoni, 1979], in the Italian Alps [Eva *et al.*, 1997], in the Swiss Alps [Roth *et al.*, 1992; Maurer *et al.*, 1997]. These extensive areas were thought to be limited. However this deviation from a purely compressive stress field showed that the tectonics of the western Alps were much more complex than expected. Eva *et al.* [1998] recently published a tectonic sketch-map of the north of the western Alps showing extension in a rather large part of the Penninic nappes (Internal Zones). We provide in this paper new seismotectonic data concerning the western Alpine arc as a whole, from the Mont Blanc massif to the Argentera massif, and showing that the main part of the deformation in the Internal Zones is actually extensive. Such a large-scale extension calls for a new geodynamic model for the western Alps.

Data analysis

Earthquakes are the most obvious expression of the ongoing tectonic activity of the western Alps. We relocalized the earthquakes that occurred during 1989-1997 using the 44-station Sismalp seismic network [Thouvenot *et al.*, 1990] (Grenoble Observatory, France) and the 10-station IGG network (Genova, Italy). Figure 1 shows the seismic stations available in the Inner Zones against a tectonic sketch map of the main Alpine structures. The Alpine seismicity is relatively moderate in comparison to other active belts, with local Richter magnitudes (M_L) typically ranging from 1 to 4. Nevertheless, we believe with Amelung and King [1997] that small earthquakes have also a tectonic significance. Moreover, our data set is very homogeneous in terms of stress analysis, so we can rely on this micro-seismicity to draw robust tectonic interpretations. The systematic study of the Alpine seismicity over the last decade shows that most earthquakes occur along two seismic arcs. What is known as the Briançonnais seismic arc (beneath the Briançonnais zone, east of the IEB) and the Piemonte seismic arc (between the Dora-Maira and Argentera massifs) [Rothé, 1941] concentrate most of this upper-crust seismicity. Earthquakes recorded by the Sismalp and IGG seismic networks between 1989 and 1997 are plotted in Figure 2a; epicenters were computed using a modified version of the Hypo71 software [Lee and Lahr, 1975] to take into account secondary arrivals and station altitudes. Only events with $M_L > 1$, root-mean-square residual smaller than 0.5s and azimuthal gap smaller than 180° are plotted. Earthquakes along the 250-km-long Briançonnais arc mainly have focal depth between 0 and 15 km and coincide fairly well with the arcuate geometry of the IEB, suggesting the current reactivation of this Oligocene thrust, at least from the Mont-Blanc to the Argentera massifs. In contrast, the Piemonte seismic arc, in innermost position, shows deeper hypocenters (in the 10-20 km range), is straighter, shorter (100 km), and does not follow the trend of surface structures. It involves deep structures such as a mantle slice known as the Ivrea body, identified and modelled using gravity [Ménard and Thouvenot, 1984; Rey *et al.*, 1990] and deep-seismic-sounding data [ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989].

From a seismotectonic viewpoint (Figure 2b), six domains corresponding to tectonic zonation can be isolated. *E1* and *E2* are located in the External Zone; *E1* west of the Belledonne and Mont-Blanc massifs, and *E2* between the Pelvoux and Argentera massifs beneath the superficial flysch nappes. In the Internal Zones, *B1*, *B2*, and *B3* correspond to the Briançonnais Zone and *P* straddles the Dora-Maira massif and the Piemonte Schistes Lustrés Zone. Focal mechanisms previously computed for the *E1* domain [Thouvenot, 1996] indicate a transpressive tectonic regime, in good agreement with known features of the kinematics related to the Alpine collision [Coward *et al.*, 1989; Ménéard, 1988] and with large-scale stress maps [Grünthal and Stromeyer, 1992; Müller *et al.*, 1992]. The strike-slip focal mechanisms in this domain would result from dextral transcurrent movements, longitudinal to the belt, linked to the counterclockwise rotation of the Adriatic indenter with regard to stable Europe. The main result of our seismotectonic analysis is that the large majority of the focal mechanisms we computed for the Internal Zones corresponds to *normal faulting*.

Figure 2b presents a seismotectonic map showing reliable focal mechanisms computed with our database and using the FPFIT software [Reasenbergh and Oppenheimer, 1985]. The corresponding stereonet are reported on Figure 3, while Table 1 list the corresponding parameters. For each focal mechanism, we required more than 10 polarity readings with a fairly homogeneous azimuthal distribution, we reject multiple-solutions, and badly constrained solutions.

The focal solutions of the *B2* domain show roughly an E-W direction of T-axes. This is compatible with the result of Sue *et al.* [submitted] who inferred active deformation in the same area from geodetic measurements, with an E-W direction for the reliable extensive strain axes.

The cross-section drawn across the *E1* and *B1* domains (Figure 4) clearly indicates that *B1* earthquakes are localized in the hangingwall of the IEB (equivalent in this part of the Alps to the Penninic Frontal Thrust imaged by the ECORS-CROP seismic profile [Nicolas *et al.*, 1990]). In map view (Figure 2b) as well as on the cross-section (Figure 4), most nodal planes of the *B1*, *B2*, and *B3* domains trend parallel to the local trend of the Alpine arc and to the IEB. This confirms that the reactivation of the IEB could control the seismic activity of the Briançonnais arc. West of the IEB, *E1* earthquakes are localized in the crystalline basement beneath the Mesozoic sedimentary cover, implying basement-involved tectonics.

Stress-tensor inversions were performed for each of the six seismotectonic domains using the method developed by Gephart and Forsyth [1984] and Gephart [1990]. Results are listed in Table 2, and stress tensors are plotted on Figure 5. The computed misfits are very small (2° - 5°), substantiating the *a-priori* regrouping of earthquakes of a given domain. Figure 6 shows the horizontal component of the principal stress axes, σ_1 and/or σ_3 . Similar inversions were previously performed in other parts of the Alps; results by Eva *et al.* [1997] south-east of Torino (Italy), and Maurer *et al.* [1997] between the Aar and Mont-Blanc massifs (Valais region, Switzerland), are also shown to enable an overall discussion on the stress field of the western Alps.

The first striking feature of this stress map (Figure 6) is that minimum-stress axes (σ_3) computed just east of the IEB are oriented radially to the Alpine arc over more than 300 km in length. The IEB is generally the outer (western) limit of the area undergoing extension, but extension spreads across it in the saddle of crystalline basement between the Pelvoux and Argentera massifs into the *E2* domain. This domain put aside, the radial extension localized in the hangingwall of the IEB remains perpendicular to this former thrust, which suggests that it works currently as a crustal extensional detachment (Figure 2b and Figure 4). The stress tensor computed for the *P* domain shows that extension is not only localized close to the IEB but extends to the innermost zones of the belt as well. The fairly straight shape of the Piemonte seismic arc and the σ_3 oblique direction, that both crosscut the arcuate surface structures, indicate that seismicity in this domain is associated with deeper and straighter structures such as the Ivrea body mantle slice.

The still-active collision between stable Europe and the Adriatic promontory is documented by large-scale stress maps [Müller *et al.*, 1992; Grünthal and Stromeyer, 1992], which show

fanning compression trajectories perpendicular to the leading edge of the indenter. This is confirmed by the stress field at the limits of the Alpine chain inferred from the stress inversion in the *EI* domain and from that performed by *Maurer et al.* [1997] to the north and by *Eva et al.* [1997] to the east. The counterclockwise rotation of the Adriatic indenter is compatible with the strike-slip focal mechanisms in the northwestern External Alps and with the associated stress-tensor [*Maurer et al.*, 1997]. Although our stress map (Figure 6) agrees with the European stress field *at the belt limits*, the unexpected widespread extension in the core of the western Alpine arc cannot be explained by simple collision-related tectonics.

Discussion and conclusion

Such a highly inhomogeneous intra-belt stress field, with widespread radial extension in the central part of an active collision belt, calls for a new geodynamic model for the western Alps and makes it clear that the current tectonics of the Alps are different from the Tertiary tectonics of the belt when collision was responsible of crustal shortening. Several geodynamic models have been proposed to explain syn-orogenic extension, none of which is fully satisfactory:

- Tibetan-like tectonics [*e.g. Ménard and Molnar*, 1988; *Molnar and Lyon-Caen*, 1989], *i.e.* gravitational collapse of an overthickened crust, are not consistent with the rather low average altitude of the region ($\sim 1,500$ m), and of the Alps in general, where the crust is thick but not overthickened [*ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group*, 1989].
- General transtensive tectonics associated with the counterclockwise rotation of the Adriatic indenter [*Anderson and Jackson*, 1988; *Ménard*, 1988; *Vialon et al.*, 1989], was proposed by *Maurer et al.* [1997] for the North of the western Alpine arc. This model would not be compatible with radial extension revealed in this study southwards up to the Argentera massif, especially to the south of Briançon, where the trend of the Alpine arc (NNW-SSE) implies compression rather than extension in a pure transtensive model. Nevertheless, this model seems to be quite pertinent to explain at least part of the extension observed to the north of the Alpine arc [*Maurer et al.*, 1997] and in the central Alps, south-east of the Aar massif [*Roth et al.*, 1992]: the geometry of the major Brenner and Simplon fault zones in these regions is consistent with the development of transtensive basins.
- A third explanation could be extension at the top of a crustal thrust ramp [*e.g. Eva et al.*, 1997]. This model would imply high-altitude Internal Zones, whereas the belt crest of the western Alps follows the External Crystalline Massifs, and the Internal Zones are much lower on an average; in addition, shallow normal-faulting focal mechanisms should be associated with deeper reverse ones related to the working of the crustal thrust ramp, which is not seen in the present study.

We propose that buoyancy forces actually drive the extension in the core of the western Alpine arc. Figure 7 illustrates the possible relationships between the collision process and intra-belt lithospheric buoyancy forces. Such contrasted tectonics imply lithospheric instability driven by the European slab beneath the belt, first proposed by *Panza and Mueller* [1979]. Although some tomographic results only show a velocity contrast (high velocity beneath Europe, low velocity beneath Adria) [*Cattaneo and Eva*, 1990; *Thouvenot*, 1996], others, especially those using ray-tracing techniques, suggest a slab-like structure [*Spackman*, 1990; *Guyot*, 1991; *Kissling*, 1993]. The extensional tectonics evidenced by this study can be explained by detachment of the subducted European lithosphere, a phenomenon already proposed for the Alps by *Lyon-Caen and Molnar* [1989]. Uplift of the belt as a whole, and especially of the External Crystalline Massifs would result from the slab detachment. Such vertical motions have been documented in the central Alps [*Schaer and Jeanichard*, 1974] and across the Belledonne massif [*Fourniquet*, 1977], even if they remain

poorly constrained in the western Alps. The slab breakoff would have unbalanced the belt, resulting in extension in the Internal Zones and the inversion of the IEB thrust along their western boundary.

The complex current tectonics of the western Alps would thus result from the interference of three driving mechanisms: the Europe-Adria collision and relative rotation of Adria at the limits of the belt, and buoyancy forces within the western Alpine lithosphere.

Acknowledgements.

IGG (Genova) kindly exchanged seismological data on the Italian side of the Alps. Maps were prepared using GMT software [*Wessel and Smith, 1991*]. We thank J.W. Gephart for making us available his program code. We are also very grateful to M. Burkhard for providing the Swiss stress-tensors parameters, and to P. Van der Beek for his helpful comments on the manuscript.

References

- Amelung, F. and G. King, Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes, *Nature*, 386, 702-705, 1997.
- Anderson, H. and J. Jackson, Active tectonics in the Adriatic region, *Geophys. J. R. Astronom. Soc.* 91, 937-983, 1987.
- Cattaneo, M. and C. Eva, Propagation anomalies in northwestern Italy by inversion of teleseismic residuals, *Terra Nova*, 2, 577-584, 1990.
- Coward, M.P., D. Dietrich, and R.G. Park, eds., Alpine tectonics, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 1989.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101, 425-478, 1990.
- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, A new picture of the Moho under the western Alps, *Nature*, 337, 249-251 1989.
- Eva, E., S. Solarino, C. Eva and G. Neri, Stress tensor orientation derived from fault plane solution in the southwestern Alps, *J. Geophys. Res.*, 102, 8171-8185, 1997.
- Eva, E., S. Pastore, and N. Deichmann, Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland, *J. Geodyn.*, 1, 27-43, 1998.
- Fourniguet, J., Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs, *Rap. BRGM 77SGN081GEO*, pp. 1-35, 1977.
- Fréchet J., Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique, thèse, Univ. Sci. Technol. Médic., Grenoble, France, 1978.
- Fréchet J. and N. Pavoni, Etude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables, *Eclogae Geol. Helv.*, 72 (3), 763-779, 1979.
- Gephart, J. W. and W.D. Forsyth, An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San-Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320, 1984.
- Gephart, J.W., Fmsi : A Fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor, *Comput. Geosci.*, 16, (7), 953-989, 1990.
- Grünthal, G. and D. Stromeier, The recent stress field in Central Europe: trajectories and finite element modeling, *J. Geophys. Res.*, 97, 11805-11803, 1992.
- Guyoton, F., Sismicité et structure lithosphérique des Alpes occidentales, Thesis Univ. J. Fourier, Grenoble, France, 1991.
- Kissling, E., Deep structure of the Alps – what do we really know ?, *Phys. Earth Planet. Int.*, 79, 87-112, 1993.
- Lee, W.H. and J.E. Lahr, HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first-motion pattern of local earthquakes, *US. Geol. Surv. Open-File Rep.*, pp. 75-331, 1975.
- Lyon-Caen, H. and P. Molnar, Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from analysis of gravity anomalies, *Geophys. J. Int.*, 99, 19-32, 1989.
- Maurer, H., M. Burkhard, N. Deichmann, and G. Green, Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley, *Terra Nova*, 9, 91-94, 1997.
- Ménard, G. and F. Thouvenot, Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 26, 875-884, 1984.
- Ménard, G., Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales, Thesis Univ. J. Fourier, Grenoble, France, 1988.
- Ménard, G. and P. Molnar, Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province, *Nature*, 334, 235-237, 1988.

- Molnar, P. and H. Lyon-Caen, Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 218, 179-207, 1988.
- Müller, B., M.L. Zoback, K. Fuchs, S. Gregersen, N. Pavoni, O. Stephansson, and C. Ljunggren, Regional patterns of tectonic stress in Europe, *J. Geophys. Res.*, 97, 11783-11803, 1992.
- Nicolas, A., A. Hirn, R. Nicolich, R. Polino, and ECORS-CROP Working Group, Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse, *Geology*, 18, 587-590, 1990.
- Panza, G.F. and S. Muller, The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area, *Mem. Sci. Geol. Padova.*, 33, 43-50, 1979.
- Pavoni N., Crustal stresses inferred from fault plane solutions of earthquakes and neotectonic deformations in Switzerland, *Rock Mech., suppl.* 9, 63-68, 1980.
- Pavoni N. and P. Roth, Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. Results of microearthquake investigations 1983-1988. , In *Deep structures of the Alps*, Roure, F., P. Heitzmann, and R. Polino, eds. *Mém hors-Sér. Soc. Géol. Fr.*, 156, pp. 129-134, 1990.
- Reasenber, P.A. and D.H. Oppenheimer, FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computers programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, *US. Geol. Surv. Open-File Rep.*, pp. 85-739, 1985.
- Rey, D., T. Quarta, P. Mouge, M. Miletto, R. Lanza, A. Galdeano, M.T. Carrozzo, R. Bayer, and E. Armando, Gravity and aeromagnetic maps of the western Alps: contribution to the knowledge of the deep structures along the ECORS-CROP seismic profile, In *Deep structures of the Alps*, Roure, F., P. Heitzmann, and R. Polino, eds. *Mém hors-Sér. Soc. Géol. Fr.*, 156, pp. 107-121, 1990.
- Roth P., N. Pavoni, and N. Deichmann, Seismotectonics of the eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity, *Tectonophysics*, 207, 1983-1997.
- Rothé, J.P., Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, 3, pp. 1-105, 1941.
- Schaer, J.P. and F. Jeanrichard, Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses, *Eclog. Geol. Helv.*, 67, 101-119, 1974.
- Spackman, W., Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean, *Terra Nova*, 2, 542-553, 1990.
- Sue C., J. Martinod, P. Tricart, F. Thouvenot, J.F. Gamond, J. Fréchet, D. Marinier, and J.P. Glot, Active deformation measured using GPS in the internal nappes of western Alps, submitted to *Geophys. J. Int.*
- Tapponnier, P., Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 437-460, 1977.
- Thouvenot, F., J. Fréchet, F. Guyoton, R. Guiguet, and L. Jenatton, SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps, *Cahiers Centre Europ. Géodyn. Séism.* 1, 1-10, 1990.
- Thouvenot, F., Aspect géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes: Atlas, Pyrénées, Oural, Thesis Univ. J. Fourier, Grenoble, France, 1996.
- Tricart, P., From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps, *Am. J. Sci.*, 284, 97-120, 1984.
- Valaseck, P. and S. Mueller, 3D tectonic model of the Central Alps based on an integrated interpretation of seismic refraction and NRP20 reflection data, In *Results of NRP20: Deep structure of the Swiss Alps*, Pfiffner O.A. et al. eds. Birkhäuser Verlag, Basel, 305-325, 1997.
- Vialon, P., P. Rochette, and M. Ménard, Indentation and rotation in the western Alpine arc, In *Alpine Tectonics*, Coward, M.P., D. Dietrich, and R.G. Park, eds., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 329-338, 1989.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. geophys. Un.*, 72, 441 and 445-446, 1991.

Figure and table captions

Figure 1 :

Structural map of the western Alpine arc. Triangles localize seismological stations used in this study (Sismalp and IGG networks).

Symbol caption: (1) External Crystalline Massifs (ECM), (2) Meso-Cenozoic sedimentary cover of ECM, (3) Internal nappes thrust onto the External Zone, (4) Briançonnais Zone, (5) Piemonte Zone, (6) Internal Crystalline Massifs, (7) Main ophiolites, (8) Austro-Alpine Units, The Internal-External Boundary (IEB) is represented in bold line.

Towns: B: Bern, G: Genève, L: Lyon, N: Nice, T: Torino.

Figure 2:

Seismicity and seismotectonics maps of the western Alps with main structural units. Same symbols as Figure 1.

a, Earthquakes recorded by the Sismalp and IGG seismic networks between 1989 and 1997. Only events with $M_L > 1$, root-mean-square residual smaller than 0.5s and azimuthal gap smaller than 180° are plotted. The Briançonnais seismic arc is located beneath the Briançonnais Zone (tightly-set stippling), just east of the IEB (bold line); the Piemonte seismic arc is located between Dora-Maira (DM) and Argentera (AR) massifs.

b, Seismotectonic map showing reliable focal mechanisms computed with the same database. Six seismic domains have been defined using structural considerations: *E1* and *E2* beneath the External Zone, *B1*, *B2*, and *B3* along the Briançonnais seismic arc, and *P* along the Piemonte seismic arc. All domains except *E1* undergo extension, whereas *E1* undergoes transpression. Dashed curve corresponds to ECORS-CROP seismic profile, and dashed line AA' to the cross-section of Figure 4.

Figure 3:

Fault-plane solutions computed for this study. Date of event (yyymmdd: year, month, day) refers to Table 1 where focal-solution parameters are listed.

Figure 4:

Crustal cross-section along dashed line AA' of Figure 2b showing ECORS-CROP vertical-reflection-seismic results; focal mechanisms from the *E1* and *B1* domains are projected onto the cross-section. Arrows indicate reflectors associated to the cover/basement interface between the Subalpine Massifs and the external crystalline basement, and to the boundary between the External and Internal Zones (IEB, equivalent in this part of the Alps to the Frontal Penninic Thrust of the ECORS-CROP profile). Normal faulting is localized in the hangingwall of the IEB, suggesting it is now inverted as an extensional crustal detachment. Compressive tectonics at the front of the External Crystalline Massifs involve the crystalline basement.

Figure 5:

Stress-tensor stereonets inverted for the six seismic domains (lower hemisphere, equal area). Squares: σ_1 ; circles: σ_3 ; black: best solution; grey squares and white circles: 95% confidence domains for σ_1 and σ_3 respectively. Corresponding parameters listed in Table 2.

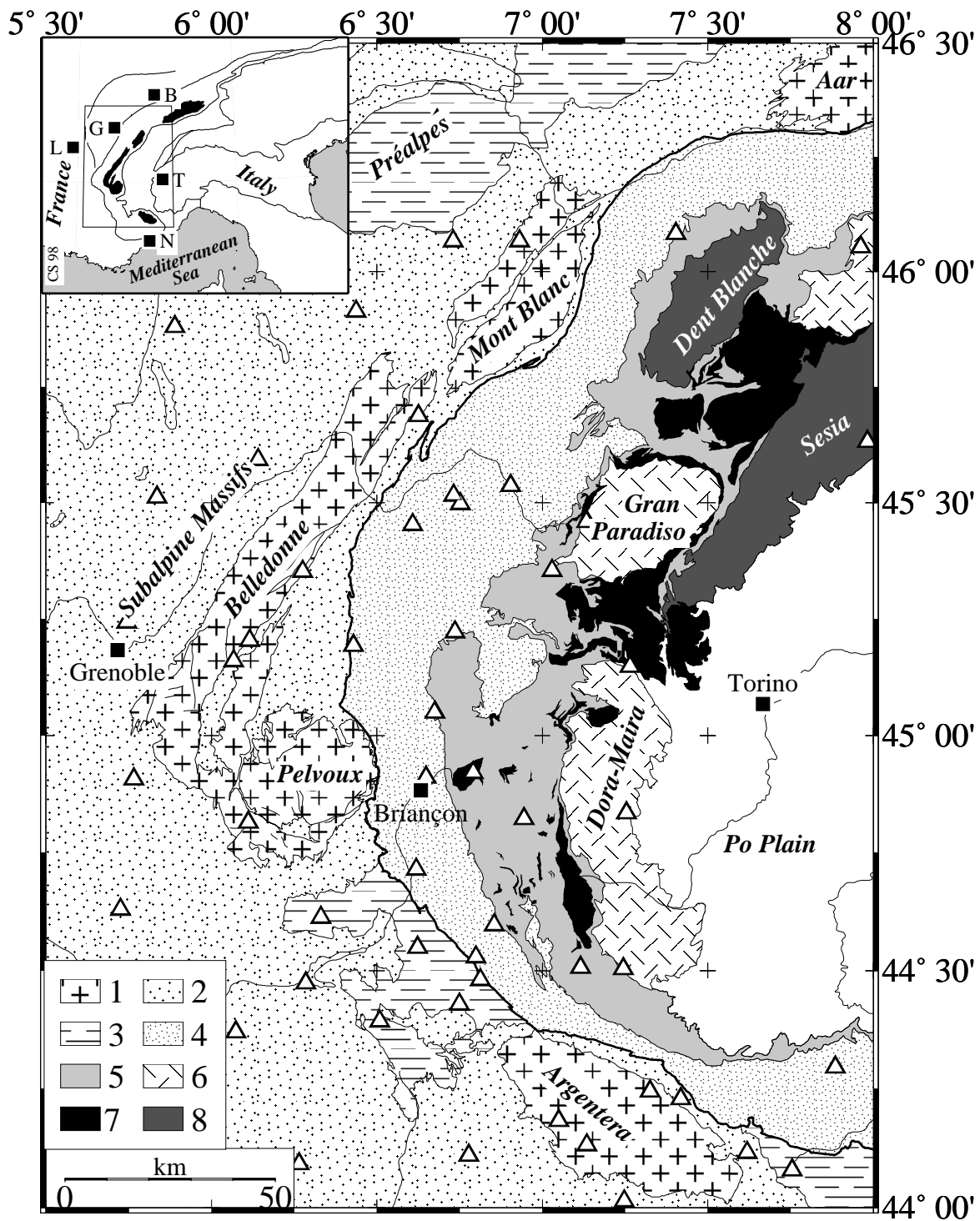
Figure 6:

Map of the stress tensors computed in this study, completed by three tensors from Maurer *et al.* [1997] (*M. et al.*) and Eva *et al.* [1997] (*E. et al.*). Same caption as in Figure 1. Principal stress axes are symbolized by convergent arrows for σ_1 and divergent ones for σ_3 . Extension is widespread, radial to the arcuate geometry of the belt, and sandwiched between two compressive domains.

Figure 7:

Block diagram across the western Alpine arc showing the relationships between lithospheric structures and present tectonics. The front of the block diagram roughly follows a cross-section between Grenoble and Torino. The top face shows the main structural units (IEB: Internal-External Boundary). Main crustal structures, which can be followed to the north into the Swiss Alps (such as mantle slices and IEB geometry) [Valasek and Mueller, 1997] are drawn from the ECORS-CROP seismic profile [ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989]; the detached slab can be inferred from several studies [Spackman, 1990; Guyot, 1991; Kissling, 1993]. Adria indentation and its counterclockwise rotation with respect to stable Europe are symbolized by the thick red arrow on the right of the block and by the blue curved arrow beneath the Po Plain, respectively. Slab detachment (thick yellow arrow) would drive the uplift of the belt as a whole, especially that of the External Crystalline Massifs, while extension would affect the adjacent Internal Zones.

Figure 1



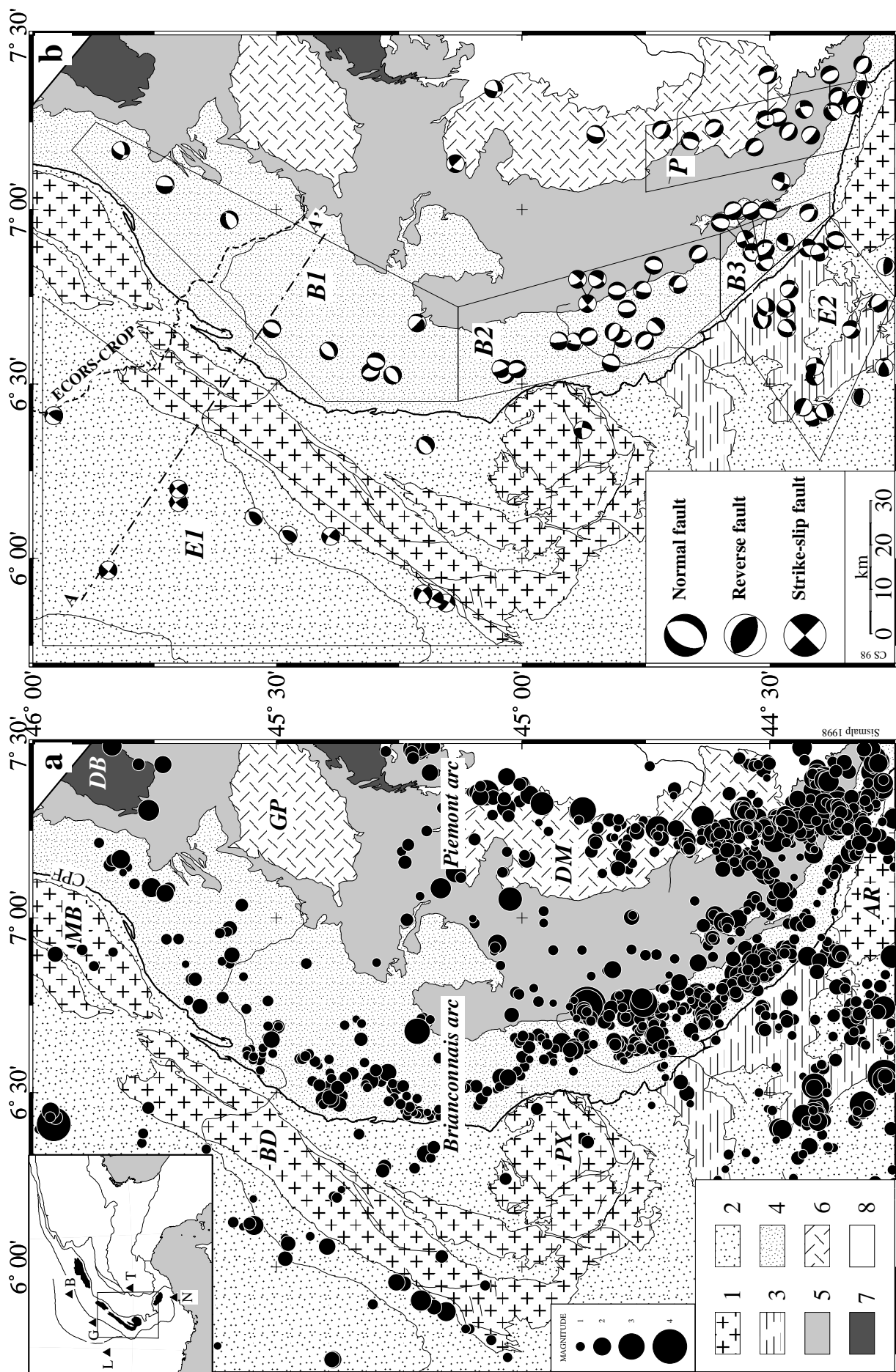


Figure 2

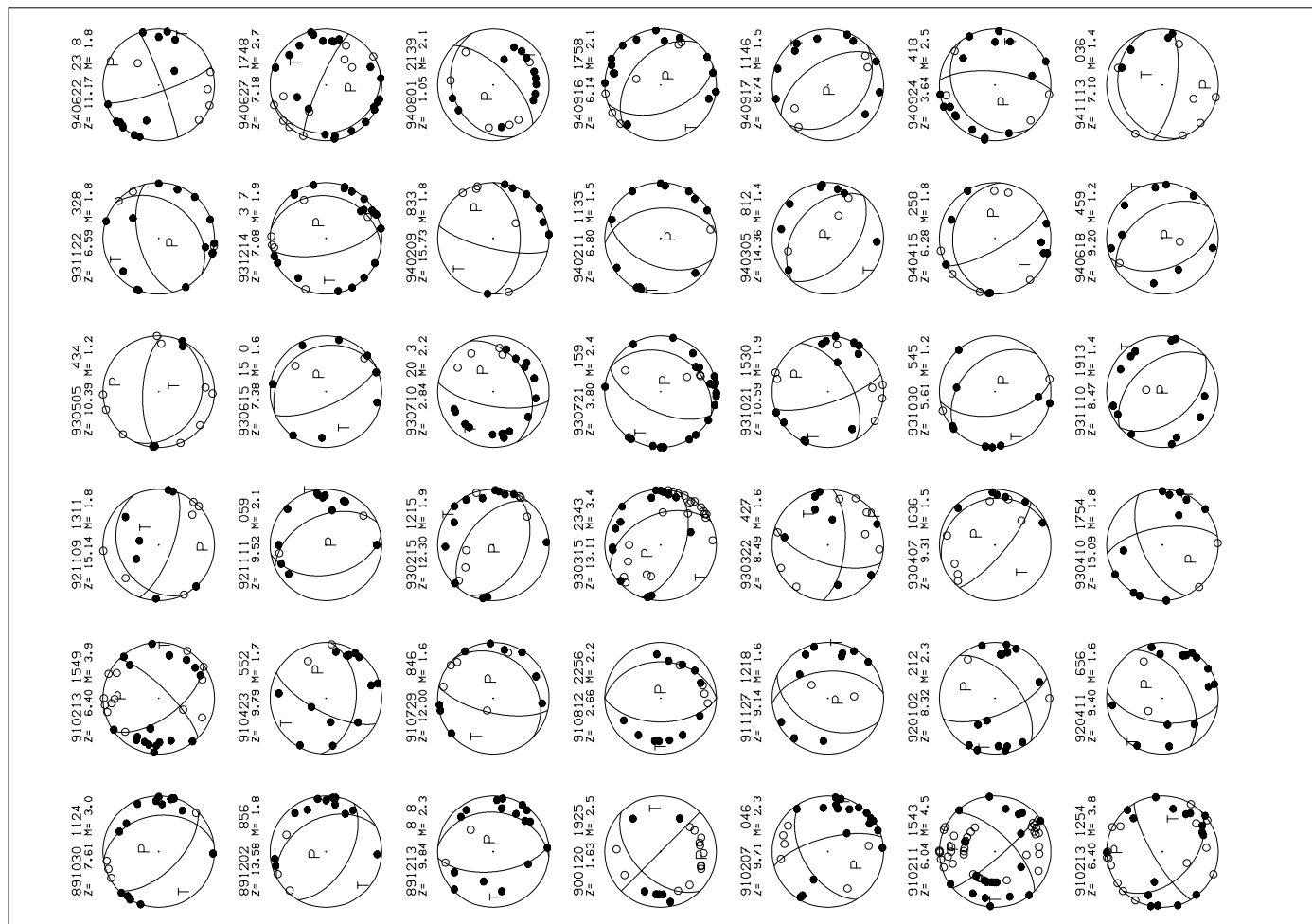
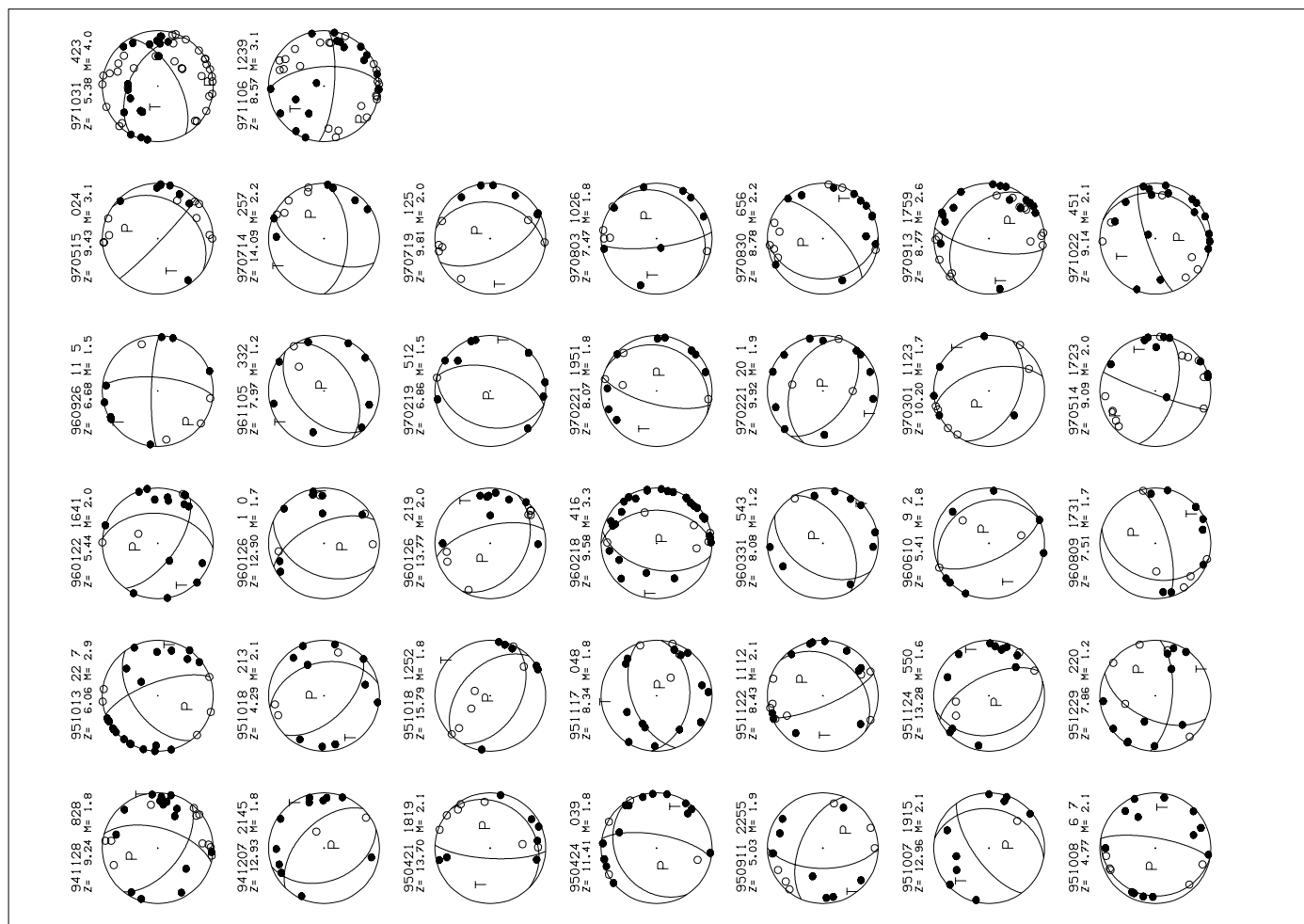


Figure 3

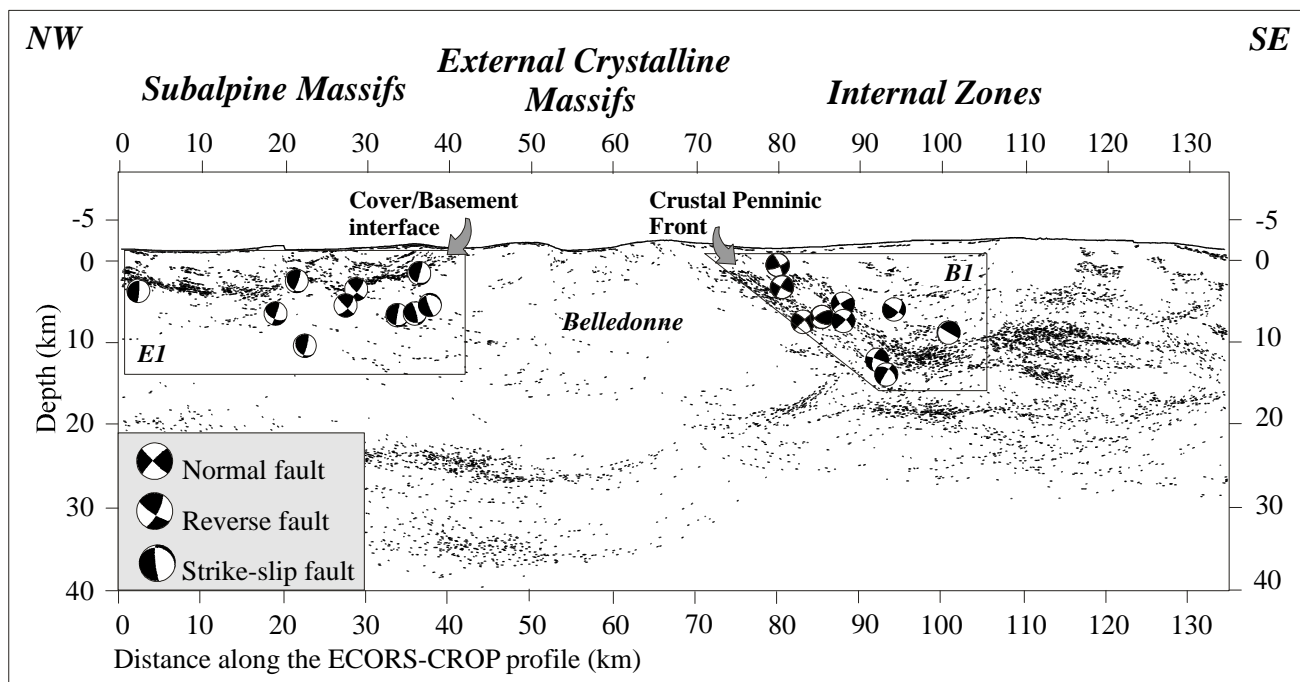


Figure 4

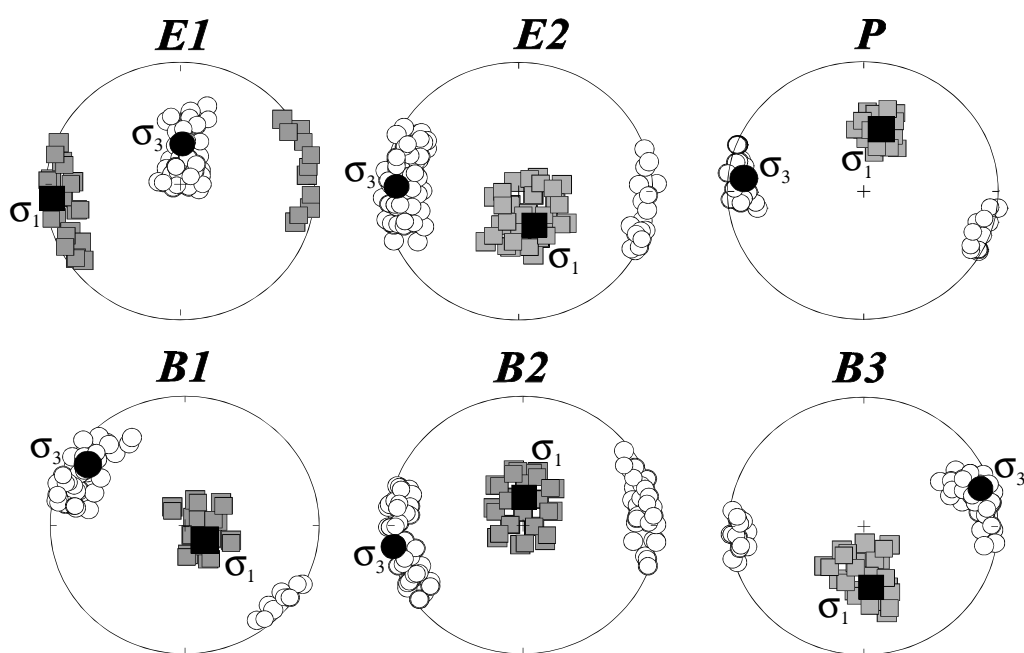


Figure 5

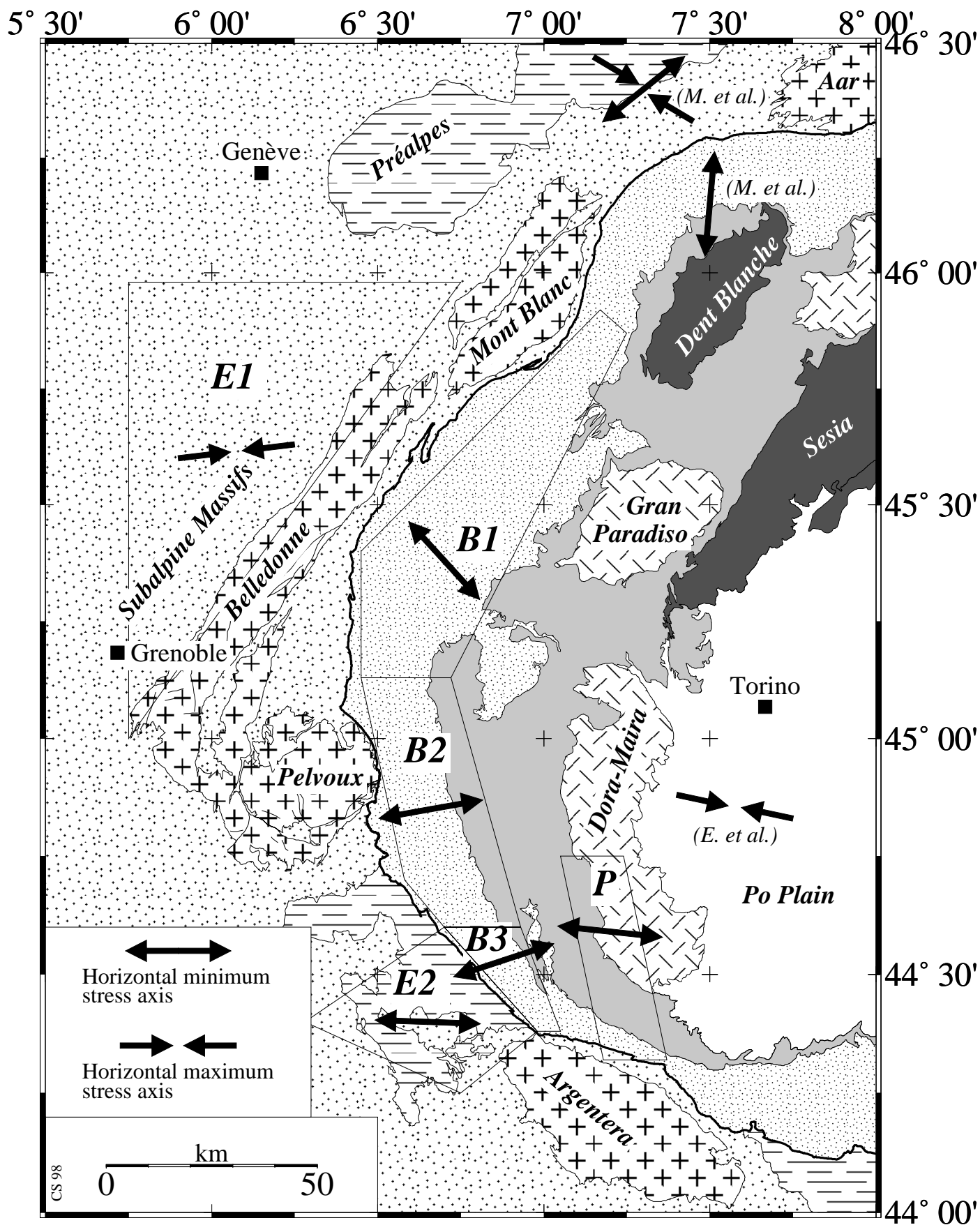


Figure 6

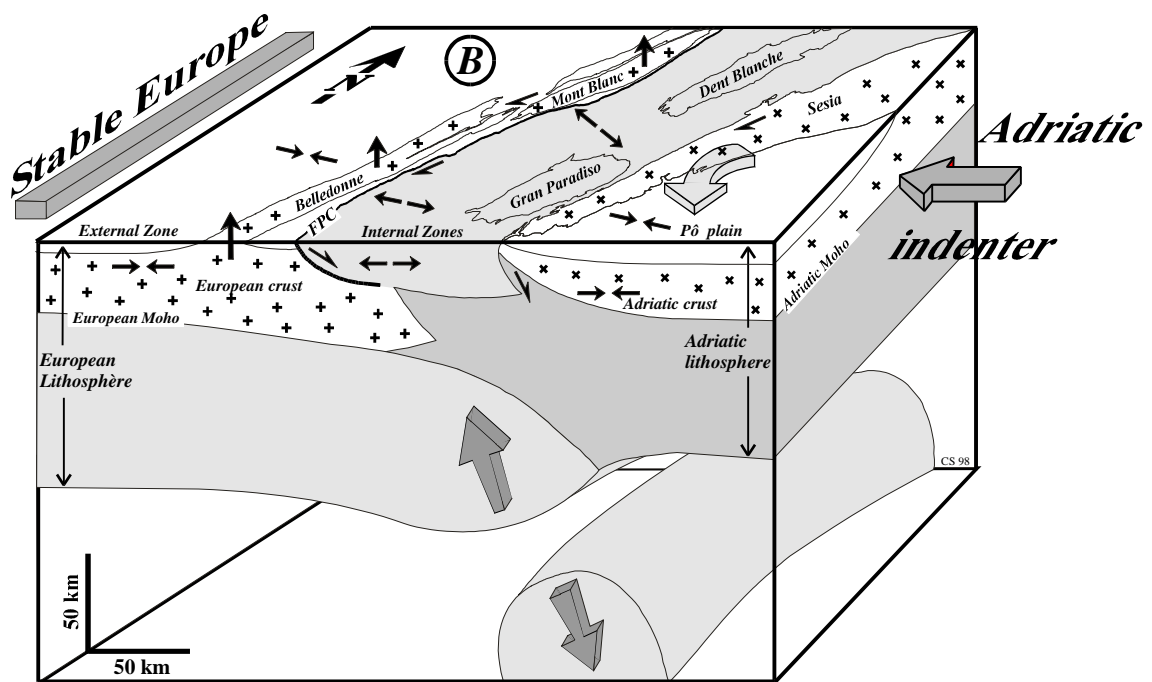


Figure 7

Table 1:

Focal-solutions Parameters:

Date of events - yymmdd: year, month, day; h: hour; mn: minute; sec: seconde.

Location of events - lat: North latitude; lon: East longitude; depth (km).

mag: local magnitude; gap: azimuthal gap ($^{\circ}$); rms: root-mean-square residual (s); erh: horizontal uncertainty (km); erz: vertical uncertainty (km).

phi1 (respectively phi2, phiP, phiT) and dip1 (respectively dip2, dipP, dipT): azimuth and dip of the first plane (respectively second plane, P axis, T axis); rk1 (respectively rk2): rake of the first plane (respectively second plane).

date	h	mn	sec	lat	long	depth	mag	gap	rms	erh	erz	phi1	dip1	rk1	phi2	dip2	rk2	phiP	dipP	phiT	dipT
891030	11	24	6	44-36.7	7-14.0	7.6	3.0	53.0	0.5	0.6	0.8	225	60	-110	81	36	-59	4	68	239	13
891202	8	56	31	44-43.1	7-13.7	13.6	1.8	98.0	0.2	0.7	1.6	210	55	-110	62	40	-64	339	72	224	8
891213	8	8	14	44-47.3	6-42.9	9.8	2.3	56.0	0.2	0.5	0.7	95	30	-80	264	61	-96	69	74	268	15
900120	19	25	19	45-08.1	7-07.8	1.6	2.5	41.0	0.8	0.9	1.8	45	90	-140	315	50	0	188	27	82	27
910207	0	46	54	44-25.5	6-53.4	9.7	2.3	29.0	0.6	0.6	0.8	75	70	-140	329	53	-25	208	42	108	11
910211	15	43	43	44-52.1	6-45.0	7.4	4.5	44.0	0.6	0.7	0.9	135	65	-10	229	81	-165	5	14	270	11
910213	12	54	42	44-52.1	6-45.0	6.4	3.8	44.0	0.5	0.6	1.1	225	45	-160	121	76	-47	341	42	90	19
910213	15	49	39	44-52.1	6-45.0	6.4	3.9	44.0	0.6	0.7	1.1	135	75	-30	234	61	-163	1	32	97	9
910423	5	52	38	44-28.1	6-43.0	9.8	1.7	42.0	0.4	0.5	0.6	185	45	-30	297	69	-131	73	49	326	14
910729	8	46	17	44-51.1	7-12.9	12.0	1.6	73.0	0.4	0.8	1.5	135	25	-60	283	69	-103	81	64	293	22
910812	22	56	9	44-48.2	6-46.0	2.7	2.2	39.0	0.6	0.7	1.4	90	35	-90	270	55	-90	90	80	270	10
911127	12	18	26	44-31.4	6-51.7	9.1	1.6	46.0	0.4	0.6	0.9	85	50	-110	295	44	-68	200	74	99	3
920102	2	12	26	44-24.8	6-26.1	8.3	2.3	110.0	0.3	0.6	0.8	140	55	-30	248	66	-141	18	44	282	7
920411	6	56	52	44-27.9	6-42.3	9.4	1.6	49.0	0.3	0.4	0.6	150	50	-50	278	54	-127	37	60	303	2
921109	13	11	39	44-18.8	7-20.7	15.1	1.8	79.0	0.4	0.7	1.2	200	70	110	333	28	47	185	22	49	60
921111	0	59	53	44-29.1	7-15.8	9.5	2.1	63.0	0.6	1.0	1.5	260	45	-80	66	46	-100	166	83	73	0
930215	12	15	3	44-20.1	7-18.0	12.3	1.9	56.0	0.6	0.9	1.3	205	40	-100	38	51	-82	262	82	32	5
930315	23	43	29	44-21.8	7-19.4	13.1	3.4	58.0	0.6	0.6	0.7	200	55	-120	65	45	-54	323	65	221	6
930322	4	27	3	44-28.1	6-54.3	8.5	1.6	49.0	0.3	0.4	0.6	185	65	150	289	63	28	147	1	56	38
930407	16	36	3	44-25.1	7-12.8	9.3	1.5	78.0	0.4	0.7	1.3	220	75	-100	74	18	-57	26	59	228	29
930410	17	54	25	44-25.9	7-17.2	15.1	1.8	85.0	0.4	0.6	1.6	335	60	-30	81	64	-146	210	41	117	3
930505	4	34	1	44-16.1	6-50.2	10.4	1.2	51.0	0.3	0.5	1.9	205	25	110	3	67	81	10	21	166	67
930615	15	0	22	44-31.3	6-51.4	7.4	1.6	46.0	0.4	0.6	1.4	245	70	-90	65	20	-90	65	65	245	25
930710	20	3	59	44-53.6	6-37.2	2.8	2.2	31.0	0.4	0.5	1.1	155	35	-40	280	68	-118	61	57	300	19
930721	1	59	16	45-30.5	6-39.5	3.8	2.4	60.0	1.0	1.1	1.4	115	30	-90	295	60	-90	115	75	295	15
931021	15	30	17	44-24.0	6-52.7	10.6	1.9	33.0	0.2	0.3	0.7	150	55	-20	252	74	-143	26	37	287	12
931030	5	45	12	44-47.8	6-37.8	5.6	1.2	77.0	0.3	0.5	1.5	260	55	-70	48	40	-116	131	72	246	8
931110	19	13	17	44-45.1	6-37.4	8.5	1.4	44.0	0.4	0.6	1.0	230	45	-90	50	45	-90	301	90	50	0
931122	3	28	54	45-35.7	6-58.2	6.6	1.8	129.0	0.5	0.7	1.1	130	35	-120	345	60	-71	205	69	331	13
931214	3	7	7	45-02.3	6-32.5	7.1	1.9	32.0	0.5	0.5	1.0	100	25	-70	258	67	-99	61	67	265	21
940209	8	33	23	45-03.5	7-20.7	15.7	1.8	83.0	0.8	1.5	3.8	180	50	-20	283	75	-138	60	40	316	16
940211	11	35	23	44-22.1	6-54.7	6.8	1.5	37.0	0.3	0.4	1.4	85	45	-110	292	48	-71	182	76	279	2
940305	8	12	2	44-27.8	7-13.4	14.4	1.4	81.0	0.3	0.5	1.0	220	50	-90	40	40	-90	40	85	220	5
940415	2	58	13	44-17.0	6-43.9	6.3	1.8	42.0	0.4	0.5	1.1	240	75	-70	5	25	-142	85	56	224	27
940618	4	59	58	44-51.9	6-38.2	9.2	1.2	42.0	0.2	0.4	0.6	250	45	-80	56	46	-100	156	83	63	0
940622	23	8	36	44-33.1	6-54.8	11.2	1.8	49.0	0.4	0.5	0.6	160	85	-10	251	80	-175	25	11	116	3
940627	17	48	48	44-26.0	6-26.0	7.2	2.7	19.0	0.7	0.6	0.9	255	15	-40	24	80	-102	190	53	34	34
940801	21	39	26	45-11.8	6-19.4	1.1	2.1	38.0	0.5	0.6	1.8	135	65	-100	338	27	-70	295	68	142	19
940916	17	58	11	44-38.6	6-52.3	6.1	2.1	67.0	0.2	0.4	0.8	250	50	-70	41	44	-112	135	74	236	3
940917	11	46	60	45-02.1	6-31.6	8.7	1.5	35.0	0.2	0.4	0.9	225	35	-100	57	56	-83	262	78	52	10
940924	4	18	18	44-32.2	6-52.6	3.6	2.5	66.0	0.4	0.5	1.3	95	70	-110	322	28	-47	246	60	110	22
941113	0	36	5	44-19.1	6-27.6	7.1	1.4	69.0	0.3	0.6	1.0	190	70	100	343	22	64	182	24	26	64
941128	8	28	14	44-20.2	6-39.4	9.2	1.8	41.0	0.3	0.5	0.8	105	60	-40	218	56	-143	340	48	72	2
941207	21	45	37	44-31.8	7-10.7	12.9	1.8	78.0	0.2	0.5	0.9	250	40	-70	45	53	-106	173	76	56	7
950421	18	19	31	45-43.6	7-04.2	13.7	2.1	176.0	0.4	0.9	1.4	135	20	-50	273	75	-103	75	58	284	29
950424	0	39	40	44-39.6	7-11.7	11.4	1.8	106.0	0.2	0.4	1.3	100	70	-110	327	28	-47	251	60	115	22
950911	22	55	53	44-41.1	6-47.1	5.0	1.9	67.0	0.3	0.5	0.9	270	60	-40	23	56	-143	145	48	237	2
951007	19	15	1	44-22.4	7-16.8	13.0	2.1	81.0	0.3	0.6	1.0	100	30	-130	324	68	-70	176	62	309	20
951008	6	7	47	44-30.8	6-53.7	4.8	2.1	67.0	0.3	0.5	1.0	100	75	-90	280	15	-90	280	60	100	30
951013	22	7	42	44-30.7	6-50.9	6.1	2.9	64.0	0.3	0.4	0.8	70	70	-140	324	53	-25	203	42	103	11
951018	2	13	9	44-30.5	6-53.3	4.3	2.1	66.0	0.3	0.4	0.8	225	55	-110	77	40	-64	354	72	239	8
951018	12	52	59	44-18.1	7-21.0	15.8	1.8	79.0	0.2	0.8	0.8	210	45	-100	44	46	-80	304	83	37	0
951117	0	48	44	44-30.9	6-41.0	8.3	1.8	45.0	0.3	0.4	0.6	185	40	-70	340	53	-106	108	76	351	7
951122	11	12	53	45-02.6	6-32.6	8.4	2.1	32.0	0.3	0.5	1.1	130	30	-30	247	76	-117	36	52	267	26
951124	5	50	17	44-22.8	7-17.4	13.3	1.6	82.0	0.2	0.4	0.8	255	30	-80	64	61	-96	229	74	68	15
951229	2	20	53	44-30.5	6-43.2	7.9	1.2	44.0	0.2	0.4	0.6	185	65	-40	295	54	-149	55	45	152	6
960122	16	41	45	44-27.7	6-46.3	5.4	2.0	55.0	0.3	0.5	0.8	95	45	-40	216	63	-127	347	55	242	10
960126	1	0	50	44-30.6	7-15.5	12.9	1.7	87.0	0.2	0.5	1.1	65	60	-120	294	41	-49	196	62	86	10
960126	2	19	46	44-30.3	7-15.4	13.8	2.0	87.0	0.2	0.5	1.0	210	35	-130	76	64	-66	295	63	58	16
960218	4	16	33	44-45.2	6-45.3	9.6	3.3	26.0	0.3	0.4	0.7	90	40	-100	283	51	-82	147	82	277	5
960331	5	43	8	45-23.6	6-35.7	8.1	1.2	48.0	0.3	0.4	1.6	150	50	-70	301	44	-112	35	74	136	3
960610	9	2	56	44-32.0	6-52.6	5.4	1.8	47.0	0.3	0.5	1.0	245	65	-90	65	25	-90	65	70	245	20
960809	17	31	16	44-23.4	6-25.1	7.5	1.7	87.0	0.4	0.7	1.2	165	70	-60	286	36	-144	23	55	143	19
960926	11	5	40	44-52.6	6-22.1	6.7	1.5	63.0	0.4	0.6	2.0	95	70	-170	2	81	-20	227	21	320	7
961105	3	32	21	45-15.7	6-31.5	8.0	1.2	49.0	0.3	0.5	1.2	150	45	-80	316	46	-100	56	83	323	0
970219	5	12	54	45-17.8	6-33.8	6.9	1.5	49.0	0.3	0.4	1.3	105	55	-90	285	35	-90	285	80	105	10
970221	19	51	33	44-48.5	6-38.4	8.1	1.8	43.0	0.3	0.5	1.0	115	20	-80	284	70	-94	98	65	287	25
970221	20	1	45	44-48.																	

Seismic Domain	Code	N	$\sigma_1(\text{tr,pl})$	$\sigma_2(\text{tr,pl})$	$\sigma_3(\text{tr,pl})$	R	M
Sub-Alpine	E1	10	(263,5)	(171,24)	(5,65)	0.5	2.6
Flysh Nappe	E2	15	(156,66)	(6,21)	(272,11)	0.5	5.2
West Piemontais	P	14	(23,53)	(117,34)	(276,12)	0.9	4.7
North Briançonnais	B1	9	(146,73)	(39,5)	(308,16)	0.6	2.7
Central Briançonnais	B2	24	(4,73)	(169,16)	(260,4)	0.5	5.1
South Briançonnais	B3	11	(173,49)	(334,39)	(72,9)	0.6	3.9
East Piemontais (<i>E. et al.</i>)		14	(282,5)	(180,22)	(23,67)	0.6	4.7
North Valais (<i>M. et al.</i>)		8	(302,24)	(186,46)	(50,35)	0.4	1.7
South Valais (<i>M. et al.</i>)		10	(255,63)	(100,25)	(5,10)	0.4	2.2

Table 2:

Stress-tensor parameters corresponding to the stereonets of Figure 5. N: number of focal solutions used in each inversion; (tr,pl): trend and plunge of the axis; R: shape ratio of the stress ellipsoid; M: Misfit. Inversions were performed using Gephart's method.

The 3 last lines of the table give the parameters of the inversions performed by *Eva et al* (1997) et *Maurer et al.* (1997) used in this study.

3. Inversion des données GéoFrance3D

Nous avons vu dans le chapitre III.3 (§3) que les mécanismes calculés avec les données de la campagne GéoFrance3D ont globalement confirmé le caractère transtensif de la déformation dans les Alpes sud-occidentales. La seule différence entre les solutions focales issues de cette campagne temporaire et celles issues de l'observation permanente de la sismicité alpine (sur 10 ans) concernait la proportion de solutions décrochantes plus importante dans le catalogue GéoFrance3D.

Etant donné la répartition géographique des solutions focales calculées à partir des données GéoFrance3D (cf. figure 3.57), l'inversion des tenseurs des contraintes associés n'a été possible que dans les domaines sismiques B3 et P définis précédemment (cf. figure 3.59 et figure 2b de l'article soumis au JGR, §2). Trop peu de mécanismes focaux ont pu être calculés dans les domaines B2 et E2 à partir de ce catalogue pour pouvoir effectuer une inversion correcte.

Néanmoins les inversions effectuées dans les domaines B3 et P permettent de comparer les champs de contraintes régionaux déduits des analyses sismotectoniques sur deux échelles de temps différentes (sur 10 ans et sur 5 mois).

Les paramètres des tenseurs calculés avec ces solutions focales sont reportés dans le tableau 3.6. Les paramètres des tenseurs correspondants calculés avec les données des réseaux permanents sont rappelés pour comparaison. La carte des axes σ_1 et σ_3 de la figure 3.66 illustre ces résultats.

Domaine sismique	Code	N	$\sigma_1(\text{az,pl})$	$\sigma_2(\text{az,pl})$	$\sigma_3(\text{az,pl})$	R	M
<i>Réseaux permanents (1989-1997)</i>							
Ouest Piémontais	P	14	(23,53)	(117,34)	(276,12)	0.9	4.7
Sud Briançonnais	B3	11	(173,49)	(334,39)	(72,9)	0.6	3.9
<i>Réseau temporaire GéoFrance3D (août 1996-Janvier 1997)</i>							
Ouest Piémontais	P	19	(197,62)	(341,23)	(77,15)	0.5	6.7
<i>Sud Briançonnais</i>	<i>B3</i>	<i>5</i>	<i>(170,35)</i>	<i>(351,55)</i>	<i>(260,0)</i>	<i>0.7</i>	<i>0.7</i>

Tableau 3.6 – Paramètres des tenseurs des contraintes calculés avec les données GéoFrance3D et avec les données des réseaux permanents pour les domaines sismiques B3 et P (N : nombre de données inversées, az : azimuth, pl : plongement, R : rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes, M : moyenne des angles différentiels). Le tenseur « *Sud Briançonnais* » en italique est peu contraint.

Par souci d'homogénéité, seules les solutions focales localisées strictement dans les domaines P et B3 ont été inversées, bien que, pour l'arc piémontais, des mécanismes aient été disponibles à la bordure nord du domaine P.

Ces deux tenseurs sont reproduits sur la figure 3.65, avec les domaines de confiances à 95%, selon la méthode *exacte* de Gephart (1990a).

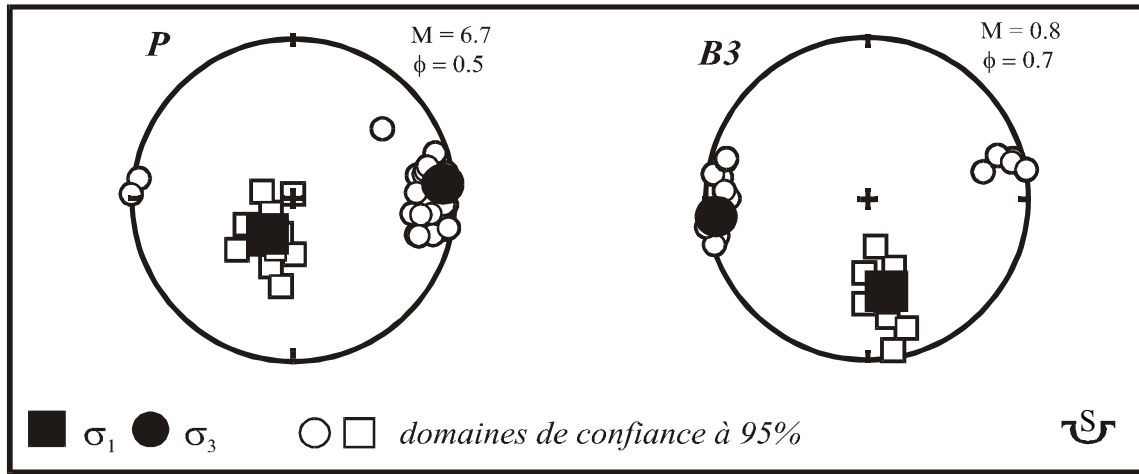


Figure 3.65 – Les deux tenseurs inversés avec les données GéoFrance3D pour les domaines P et B3 (cf. la carte de la figure 3.66).

Les 19 mécanismes calculés dans le domaine P ont permis de calculer un tenseur bien contraint en ce qui concerne le nombre de solutions utilisées. Par contre le « misfit » M (moyenne des angles entre le glissement sur le plan de faille retenu et la contrainte tangentielle) obtenu est légèrement plus élevé qu'avec les données des réseaux permanents, en raison de la proportion importante de mécanismes en décrochement. Nous retrouvons un tenseur très proche de celui calculé avec les données des réseaux permanents. Notons simplement la variation assez importante du rapport de forme R qui passe de 0,9 à 0,5, vraisemblablement en raison des nombreuses solutions focales en décrochement.

Au contraire, le tenseur calculé pour le domaine B3 avec les solutions focales GéoFrance3D est mal contraint à cause du nombre trop faible de solutions focales utilisées (5). Pour cette raison, il est reporté, *en italique*, de façon simplement indicative. Ce tenseur peu contraint présente un axe σ_3 horizontal, mais les plongements des axes σ_1 et σ_2 sont intermédiaires (35° et 55° respectivement). Sur la figure 3.66, la projection de l'axe σ_1 , bien que peu stable, a tout de même été tracée.

Néanmoins, les directions des axes σ_3 issues des deux catalogues pour les deux domaines P et B3 sont remarquablement stables puisque l'on retrouve des axes σ_3 subhorizontaux et que les variations azimuthales de ces axes entre les deux séries d'inversions sont limitées à 19° pour le domaine P et à 8° pour le domaine B3.

La comparaison entre les tenseurs issus des données des réseaux permanents et ceux issus de la campagne GéoFrance3D montre que *le champ de contraintes en extension dans la région considérée des Alpes sud-occidentales est stable quelle que soit l'échelle de temps considérée*, du moins avec un jeu de données sur 5 mois et un jeu de données sur 10 ans, *i.e. d'un ordre de grandeur plus long*.

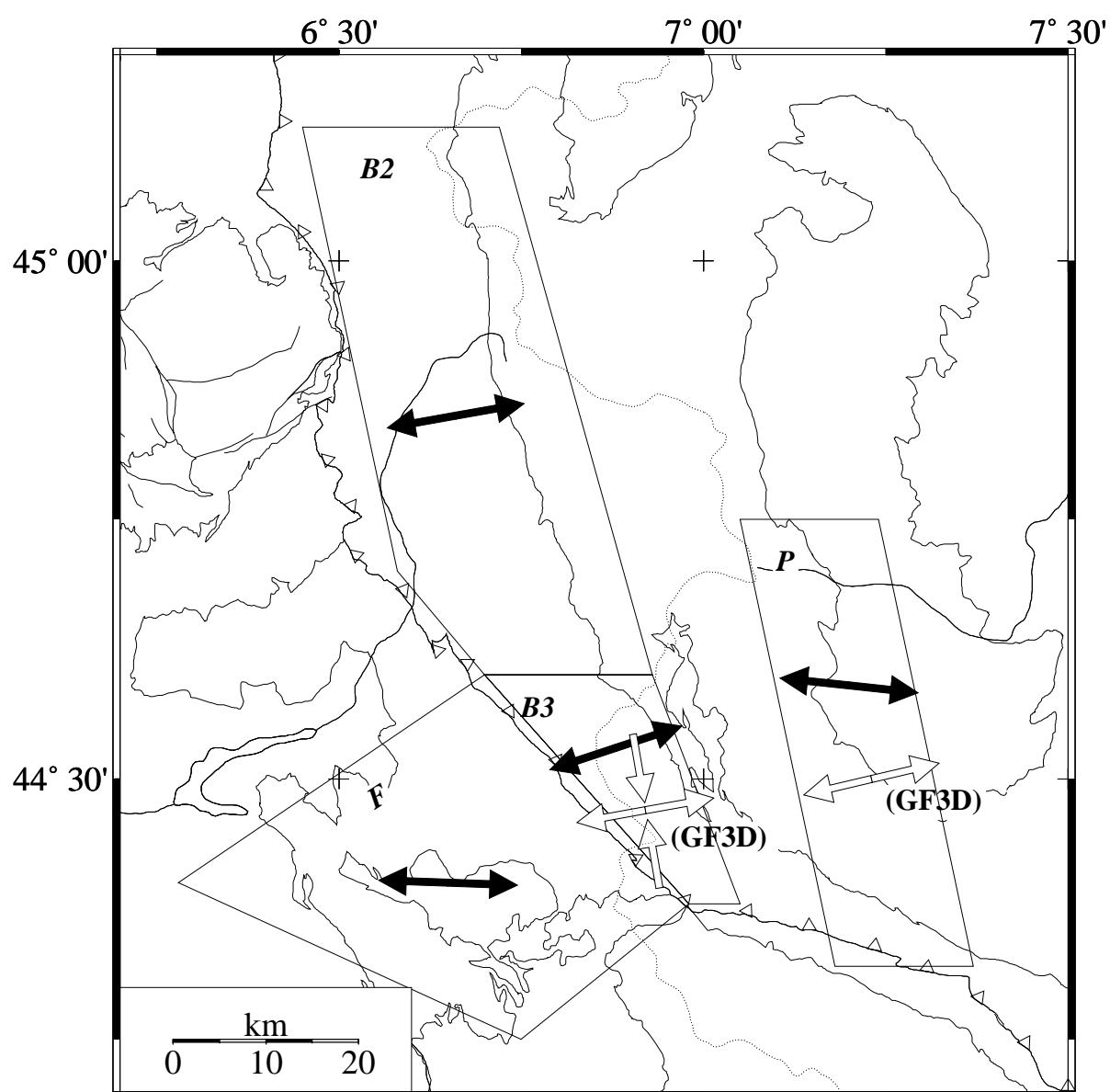


Figure 3.66 - Projection cartographique des tenseurs inversés avec les solutions focales GéoFrance3D (en blanc) comparés aux tenseurs inversés avec les données des réseaux permanents (en noir). Les directions d'extension, pour les deux catalogues qui couvrent des durées très différentes (5 mois et 10 ans), sont remarquablement stables.

4. Synthèse sur le champ de contraintes actuel de l'arc alpin occidental

Les analyses sismotectoniques exposées dans cette troisième partie ont démontré le caractère extensif du régime tectonique actuel des Alpes occidentales internes, qui sont les zones les plus actives de l'arc alpin d'un point de vue sismique (en terme de fréquence).

Nous avons vu que la déformation extensive à l'échelle de l'arc alpin occidental est étroitement liée aux structures crustales majeures de cette région (front pennique crustal et corps d'Ivrée).

Nous avons établi que la direction d'extension associée est radiale à l'arc alpin dans l'ensemble de la zone briançonnaise, depuis l'est du Mont Blanc jusqu'aux abords

nord-est de l'Argentera et qu'il se poursuit au sud-est dans la zone piémontaise.

Nous avons aussi pu vérifier grâce aux données de la campagne GéoFrance3D la stabilité temporelle de ce champ de contraintes extensif.

*Si ce travail montre qu'une **extension d'ampleur régionale** affecte les zones les plus actives de l'arc alpin occidental, elle ne reste pas moins **atypique** dans le champ de contraintes global associé à la **collision continentale Europe-Apulie** et plus largement dans le champ de contraintes de l'Europe occidentale. Nous allons voir dans ce paragraphe comment la replacer dans ce contexte tectonique.*

4.1. Méthodes

Différentes techniques sont utilisées pour déterminer les champs de contraintes (e.g. Zoback *et al.*, 1989) :

- ☞ Ovalisation de trous de forages (contraintes maximales et minimales perpendiculaires à l'axe du forage) ;
- ☞ Mesure *in situ* du tenseur des contraintes ;
- ☞ Calcul des solutions focales, les axes P et T de *déformation* étant assimilés aux axes de contraintes ;
- ☞ Inversion des solutions focales ;
- ☞ Inversion des données microtectoniques (plans striés) dans des zones de déformation active ;
- ☞ Ouverture de dykes volcaniques (propagation parallèle à la contrainte horizontale maximale).

Ces différentes approches aboutissent généralement à des directions de contraintes assez homogènes (e.g. Zoback et Zoback, 1980 ; Zoback *et al.*, 1989 ; Becker, 1989). Les comparaisons entre ces diverses méthodes sont donc justifiées *a posteriori*. De plus, la bonne correspondance

entre les méthodes directes (ovalisation, *in situ*) et les méthodes d'inversion des contraintes à partir de données microtectoniques et de solutions focales valide l'utilisation de ces dernières comme jauge de contraintes.

4.2. Le champ de contraintes européen (« 1^{er} ordre »)

Les travaux synthétiques sur les champs de contraintes à l'échelle de l'Europe (ou à l'échelle du Globe, Zoback *et al.*, 1989 ; Zoback, 1992) montrent une direction de contrainte maximale horizontale globalement NW-SE pour l'Europe occidentale (Zoback, 1992 ; Müller *et al.*, 1992 ; Grünthal et Stromeyer, 1992 ; Rebaï *et al.*, 1992), associée à la convergence Afrique-Europe de part et d'autre de la Méditerranée et à la poussée à la ride médio-atlantique nord. Ce champ de contraintes peut être considéré comme un champ de contrainte au 1^{er} ordre.

Cette direction moyenne peut varier entre NNW-SSE et NW-SE selon les régions (Müller *et al.*, 1992), mais reste globalement assez stable, sauf le long des chaînes alpines *sensu lato* (Alpes, Pyrénées, Apennins, etc.).

En particulier, les cartes synthétiques montrent que l'arc alpin occidental est associé à des perturbations majeures du champ de contraintes NW-SE du « 1^{er} ordre » (Müller *et al.*, 1992 ; Rebaï *et al.*, 1992 ; Philip, 1987).

4.3. Le champ de contraintes dans l'arc alpin externe (« 2^{ème} ordre »)

4.3.1. La partie septentrionale des Alpes occidentales externes

La direction de contrainte maximale *au premier ordre*, globalement NW-SE, se retrouve au nord des Alpes occidentales, en particulier au nord et à l'est de la Suisse, dans le Jura, et aux abords sud du graben du Rhin.

Les données sur le champ de contraintes dans cette région sont assez nombreuses :

- ☞ analyse des axes P des mécanismes au foyer (Ahorner, 1972 ; Pavoni, 1980 ; Nicolas *et al.*, 1990b ; Roth *et al.*, 1992 ; Delouis *et al.*, 1993 ; Grellet *et al.*, 1993 ; Maurer et Deichmann, 1995 ; Baer *et al.*, 1997 ; Eva *et al.*, 1997 ; Maurer *et al.*, 1997 ; Pavoni *et al.*, 1997 ; Eva *et al.*, 1998) ;
- ☞ inversion de solutions focales (Carey-Gaihardis et Mercier, 1992 ; Plenefisch et Bonjer, 1997) ;
- ☞ analyses structurales (Franck *et al.*, 1984) ;
- ☞ mesures *in situ* (Becker *et al.*, 1987 ; Becker, 1989 ; Becker et Werner, 1995).

La direction de contrainte maximale (NW-SE), liée au poinçonnement de l'Europe par l'Apulie, est, dans cette région, perpendiculaire à l'allongement de la chaîne alpine, et parallèle à la direction de contrainte maximale du « premier ordre ».

4.3.2. Des Préalpes au sud du Pelvoux

Plus au sud, il apparaît nettement sur les compilations de données que le champ de contraintes de l'arc alpin occidental est dominé par une compression radiale à l'arc, présentant alors une géométrie caractéristique « en éventail » (Ahorner, 1972 ; Fréchet, 1978 ; Pavoni, 1986 ; Ménard, 1988 ; Müller et al., 1992 ; cf. figures 3.5 et 3.6).

La contrainte maximale est déviée de la direction au « 1^{er} ordre » autour du poinçon apulo-adriatique, et reste perpendiculaire à l'arc de la chaîne. Ce champ de contraintes radial est alors vu comme un champ de contraintes du « 2^{ème} ordre » par rapport au champ global NW-SE.

Il faut noter qu'une proportion assez importante des solutions focales calculées dans cette région sont décrochantes (*e.g.* Fréchet, 1978 ; Fréchet *et al.*, 1996 ; Thouvenot, 1996 ; Thouvenot *et al.*, 1998).

Néanmoins, plusieurs solutions sont en faille inverse au front des massifs cristallins externes (Fréchet, 1978 ; Ménard, 1988 ; Thouvenot, 1996), et le tenseur des contraintes calculé pour le nord de cette zone dans le paragraphe 2 de ce chapitre (Sue *et al.*, 1998b) montre un régime compressif avec un axe σ_1 est-ouest et un axe σ_3 vertical.

Remarquons aussi que peu de données sont disponibles au sud et à l'ouest du Pelvoux, dans la zone externe.

1.1.3. L'extrême sud de l'arc alpin occidental et la mer Ligure

Les solutions focales disponibles au sud de l'Argentera, jusque dans la mer Ligure, au large de Nice (Bethoux *et al.*, 1988 ; Bethoux *et al.*, 1992) montrent des directions d'axe P nord-sud à NW-SE puis est-ouest dans une virgation vers l'est compatible avec le champ de contraintes compressif radial à l'arc alpin (cf. en particulier les interprétations de Fréchet, 1978).

Aux abords de l'Argentera, les solutions focales disponibles ne présentent pas de cohérence interne (failles normales et inverses dans le même secteur ; *e.g.* Maddedu, 1997), alors que les mécanismes calculés pour la mer Ligure sont tous à composante inverse (Bethoux *et al.*, 1988 ; Bethoux *et al.*, 1992). Néanmoins, sa dynamique semble liée à celle des Alpes sud-occidentales (Bethoux *et al.*, 1992), le champ de contraintes local de la mer Ligure s'intégrant relativement bien dans le champ de contraintes de l'arc alpin. Le champ radial viens se confondre dans ce secteur avec le champ au premier ordre (\sim N-S, dû à la convergence Afrique-Europe).

Le champ de contraintes de l'arc alpin occidental, du moins dans la zone externe et dans l'avant-pays, est donc globalement compressif et radial à l'arc, i.e. perpendiculaire à l'axe de la chaîne, depuis le nord des Alpes occidentales jusqu'à la mer Ligure.

1.4. Le champ de contraintes des zones internes de l'arc alpin occidental (« 3^{ème} ordre »)

Il faut noter tout d'abord que les cartes de Fréchet (1978) reprises et complétées par Pavoni (1986 ; cf. figure 3.5) puis Ménard (1988) qui montrent une distribution en éventail des axes P concernent la zone externe mais aussi la bordure ouest de la zone briançonnaise entre le Pelvoux et l'Argentera. Ces axes sont souvent associés à des mécanismes *décrochants et/ou à composante*

normale, compatibles avec les mouvements dextres le long des failles du faisceau Durance-Serenne-Bersezio.

Ils sont donc cohérents avec le champ de contraintes extensif calculé pour cette région dans le paragraphe 2 de ce chapitre (Sue *et al.*, 1998b). Par ailleurs, la carte de Ménard (1988 ; reproduite figure 3.6) qui reprend les solutions les mieux contraintes comporte dans cette même région sept mécanismes sur huit à composante normale prononcée, cohérentes avec le champ de contraintes extensif et radial à l'arc que nous avons caractérisé précédemment (Sue *et al.*, 1998b).

En ce qui concerne la zone comprise entre le Mont-Blanc et l'Argentera, les inversions développées dans le paragraphe 2 (Sue *et al.*, 1998b) montrent de façon univoque que le régime de contraintes des zones internes est extensif et radial à l'arc alpin.

Plus au nord, les travaux de Maurer *et al.*, (1997), puis d'Eva *et al.*, (1998) montrent que ce régime de contraintes extensif se poursuit, toujours dans les zones internes (penniques), jusqu'à l'est de l'Aar.

Le champ de contraintes extensif est donc radial à l'arc à l'emplacement des zones internes dans l'ensemble des Alpes occidentales, soit sur plus de 400 km.

Cette extension s'interprète comme une perturbation du champ de contraintes majeure à l'échelle de l'arc puisque *le champ compressif radial* prépondérant dans les zones externes et dans l'avant-pays *disparaît au profit d'un champ extensif radial*. Nous pouvons ainsi définir un champ de contraintes du « 3^{ème} ordre » dans les zones internes de l'arc alpin.

Les frontières de ce champ extensif au cœur des Alpes occidentales sont assez difficiles à préciser :

- ☞ au nord et à l'est, il semble qu'il se limite aux nappes d'origine penniques (zones internes), en arrière des massifs cristallins externes de Belledonne, du Mont-Blanc et de l'Aar ;
- ☞ au sud, le champ extensif semble se terminer dans l'« étranglement » des nappes penniques au nord-est de l'Argentera, là où le front pennique crustal rejoint le corps d'Ivrée. La géométrie précise de ce secteur, en particulier l'intersection de ces deux structures crustales, reste à déterminer ;
- ☞ à l'intrados de l'arc, sa frontière orientale est vraisemblablement matérialisée par la ligne insubrienne et/ou la bordure occidentale du corps d'Ivrée ;
- ☞ enfin, la limite occidentale du champ extensif, dans une première approximation, peut être associée au front pennique crustal, en particulier au nord du Pelvoux. L'activité sismique entre Pelvoux et Argentera, localisée *dans le socle dauphinois*, montre par contre que le champ extensif déborde le front pennique crustal dans cette région. Dans ce cas, la limite ouest du champ extensif pourrait être associée à la « ligne de crête » du socle qui matérialise l'axe Pelvoux-Argentera (Ménard, 1980).

1.5. Conclusion sur le champ de contraintes de l'arc alpin occidental

La carte synthétique de la figure 3.67 précise les relations entre les champs de contraintes des différentes parties des Alpes occidentales *sensu lato* (entre 5° et 10° de longitude est) que nous venons de décrire. Les tenseurs des contraintes inversés dans ce travail (§2, Sue *et al.*, 1998b) sont symbolisés par des flèches pleines (σ_1 : flèches rentrantes rouges ; σ_3 : flèches sortantes bleues). Les tenseurs disponibles dans la littérature ont été reportés avec les mêmes symboles évidés (d'après Carey-Gailhardis et Mercier, 1992 ; Plenefisch et Bonjer, 1996 ; Eva *et al.*, 1997 ; Maurer *et al.*, 1997). La carte des contraintes est complétée, dans les régions où aucune inversion n'a été effectuée, par les axes P compilés d'après Ahorner (1972), Pavoni (1986), Bethoux *et al.* (1992), Eva *et al.* (1998). Seuls Eva *et al.* (1998) fournissent aussi les axes T horizontaux.

Cette carte replace l'extension affectant les zones internes dans le schéma tectonique des Alpes occidentales. Le champ de contraintes extensif au cœur même de la partie occidentale de la chaîne alpine ne peut être considéré comme « local » puisqu'il concerne environ un quart de sa superficie, sur plus de 400 km le long des zones internes.

Il s'agit donc d'un phénomène de première importance qui remet en cause les modèles tectoniques pour l'arc alpin actuel invoquant uniquement le poinçonnement de l'Europe par l'Apulie proposé pour la dynamique tertiaire de la chaîne.

La partie V est consacrée à une discussion sur les interprétations et modèles géodynamiques que l'on peut proposer pour expliquer l'extension caractérisée dans cette troisième partie.

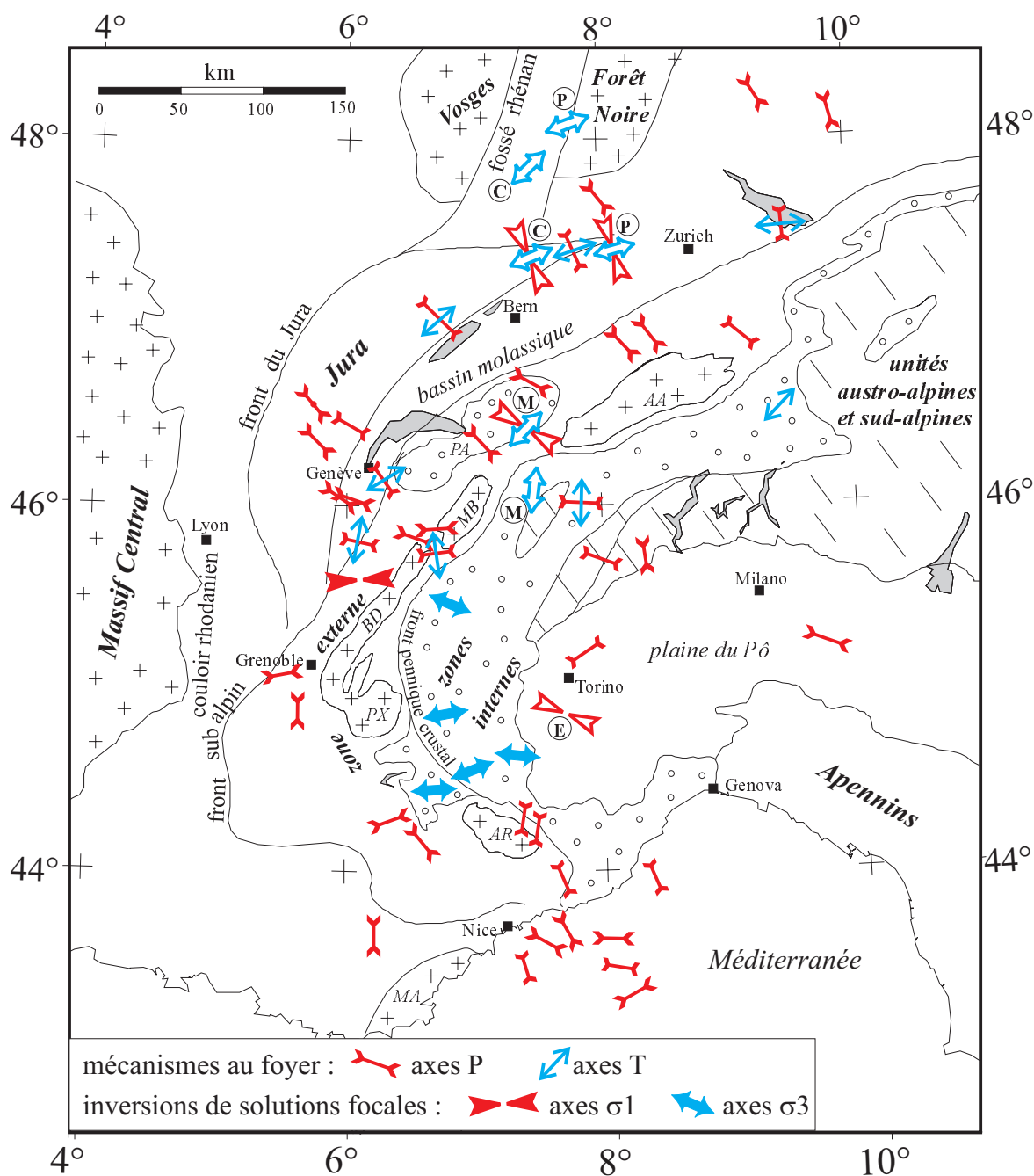


Figure 3.67 - Carte synthétique des contraintes dans les Alpes occidentales.

Les axes P sont reportés d'après Ahorner (1972), Fréchet (1978), Pavoni (1986), Béthoux *et al.* (1992), Eva *et al.* (1998). Seuls Eva *et al.* (1998) fournissent aussi les axes T horizontaux. Dans les régions où des inversions de solutions focales ont été calculées, seuls les axes σ_1 et σ_3 sont tracés. Les résultats des inversions présentées dans ce travail (cf. figure 6, article soumis au Journal of Geophysical Research, chapitre III.4, §2) sont symbolisés par les flèches pleines. Les résultats des inversions de Carey-Gailhardis et Mercier (1992), (C), de Plenefisch et Bonjer (1996), (P), de Eva *et al.* (1997), (E), et de Maurer *et al.* (1997), (M), sont symbolisés par les flèches évidées. L'extension radiale affecte l'ensemble des zones internes, depuis l'est de l'Aar jusqu'aux abords nord de l'Argentera, *i.e.* sur plus de 400 km de long, et ce au sein d'un champ de contraintes à l'échelle de la chaîne globalement compressif, lui aussi radial à l'arc alpin.

QUATRIEME PARTIE

Déformation active entre Pelvoux et Queyras : la géodésie comme outil de mesure

Je présente dans cette quatrième partie, sous la forme d'un article soumis au Geophysical Journal International, les résultats d'une campagne de mesures géodésiques (par GPS) qui a eu lieu, sous la direction de J. Martinod, durant l'été 1996. La région étudiée s'étend du massif du Pelvoux à l'ouest jusqu'au Queyras à l'est, et traverse donc toute la zone briançonnaise.

La mise au point matérielle de cette campagne a bénéficié du travail de fin d'étude d'ingénieur de D. Marinier (1996), qui a aussi effectué une partie du traitement des données.

Je tiens à remercier une nouvelle fois J. Martinod qui m'a donné l'opportunité de participer à l'ensemble du travail de « géodésien », depuis les sessions de mesures jusqu'aux interprétations tectoniques, en passant par les traitements et analyses de données (heureusement moins « chronophages » que dans le cas des données sismologiques, eu égard à leur quantité plus réduite).

Cette campagne de mesures GPS a été financée par l'UJF et le programme GéoFrance3D.

La comparaison des mesures GPS de 1996 avec les données de distancemétrie laser et de triangulation de l'IGN de 1972 nous ont permis de mesurer directement la déformation du réseau géodésique, à 24 ans d'intervalle.

Nous obtenons des conclusions importantes quant à la tectonique de cette région, traversée par l'arc sismique briançonnais à la latitude de Briançon :

- ☞ *Des déformations significatives dans la zone à l'aplomb de la sismicité ;*
- ☞ *Des vitesses de déformation, rapides dans le contexte alpin, de l'ordre de 3 à 5 mm/an ;*
- ☞ *Une extension globalement est-ouest associée à un raccourcissement nord-sud, impliquant plutôt un régime de déformation décrochant compatible avec des mouvements dextres le long des failles longitudinales et/ou sénestres le long des failles transverses ;*
- ☞ *Une bonne corrélation entre les axes d'extension et les solutions focales normales (extension est-ouest) ;*
- ☞ *Une déformation asismique importante, la sismicité n'expliquant que 90 à 95% de la déformation totale dans le laps de temps considéré.*

Article soumis au *Geophysical Journal International* :

(Avril 1998)

**Active deformation measured using GPS in the internal nappes of the
Western Alps (Briançonnais and Queyras area)**

Christian Sue, Joseph Martinod, Pierre Tricart, François Thouvenot, Jean-François Gamond, Julien Fréchet, Delphine Marinier et Jean-Paul Glot

Active deformation measured using GPS in the internal nappes of the Western Alps (Briançonnais and Queyras area)

Christian Sue^{1,2}, Joseph Martinod¹, Pierre Tricart², François Thouvenot¹, Jean-François Gamond¹, Julien Fréchet¹, Delphine Marinier¹ and Jean-Paul Glot¹

¹ *Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, UMR CNRS 5559, BP53, F-38041 Grenoble cedex 9, France*

² *Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UPRES-A CNRS 129, 15 rue M. Gignoux, F-38000 Grenoble, France*

SUMMARY

18 geodetic points surveyed in 1972 by the French National Geographic Institute (IGN) were remeasured by GPS in 1996 in the Briançonnais and Piémont Zones, east of the Pelvoux massif (French Western Alps). A displacement vector set was determined for the two surveys' common points. Calculation of the strain-rate tensors associated with triangular cells of the network suggests a west-east extension of about 4 mm yr^{-1} between the western and eastern part of the network (Pelvoux external crystalline massif and Queyras blueschists respectively) associated with a north-south shortening. This active tectonic situation agrees with recently acquired neotectonic and seismotectonic data. The measured tectonic motion seems to be distributed throughout the central part of the Briançonnais zone, where the seismic activity is concentrated. The rather low magnitude-level of the local seismicity ($M_L < 4.7$) only accounted for less than 10% of the deformation between 1972 and 1996. Thus, aseismic processes accommodated *during this period* more than 90% of the observed deformation.

Key words

Alps, Briançonnais Zone, geodesy, seismicity, active tectonics, normal faulting

Geological and tectonic framework

The Briançonnais area has been known for 50 years to be the most active seismic zone in the Western French Alps (*e.g.* Rothé 1941, Fréchet and Pavoni 1979). As a whole, the Alpine collision belt undergoes moderate shortening in response to the rather low Europe-Africa convergence rate (less than 1 cm yr^{-1} , DeMets *et al.* 1990). Field tectonic analysis recently brought evidence that the Briançonnais area could undergo neotectonic activity in agreement with the present-day regional seismicity (Sue *et al.* 1997). To test this hypothesis at a shorter time scale, a geodetic measurement campaign was organised in this region during the Summer of 1996 (Figure 1). Eighteen monuments were remeasured by GPS, previously measured in 1972 using laser-ranging and triangulation (Figure 2).

The remeasured network extends NW-SE, oblique to the Alpine structures that roughly trend NNW-SSE in this part of the Western Alps arc (Figure 1). Its NW tip is located at the western side of the Pelvoux massif that corresponds to the innermost part of the external Alpine zone (Dauphiné Zone). The network straddles the Briançonnais Zone, its SE tip being located in the Piémont Zone in the Queyras region (Figure 2). The Briançonnais and Piémont internal Alpine nappes were thrust during Eocene times under high pressure and low temperature metamorphic conditions, the whole structure being subsequently thrust westward onto the present day external zone during Late Oligocene times (Tricart, 1984). During the Miocene, a third schistosity-associated deformation

accompanied the eastward backthrusting of the whole nappe pile, as a last expression of the Alpine shortening in this region (Tricart, 1984).

To the east of the Briançonnais frontal thrust (thick line on Figures) the metamorphic nappe pile subsequently underwent brittle extension which resulted in the development of dense networks of normal faulting in the Briançonnais (Virlouvet, Tricart and Villemin, 1996) and Queyras zones (Lazarre, Tricart and Villemin, 1994). This Late Alpine dense fault network developed at a regional scale along two major trends (Barf  ty, Gidon and Kerckhove, 1968; Sue *et al.*, 1997 and Figure 2): (1) longitudinal to the main Alpine structures, N140E-N160E, with a major fault in the hanging wall of the Briançonnais frontal thrust which could branch it at depth (Tricart *et al.*, 1996; Sue et Tricart, 1998); (2) transverse to the Alpine structures, N50E-N80E. Along each trend, fracturing resulted in multiscale conjugate normal faults, ranging from faulted zones a few kilometre wide to dense joint sets. Cross-cutting features indicate that both faults families developed simultaneously. Nevertheless, downthrow is greater along longitudinal faults, the dominant relative movement being a collapse of the eastern block, with subsequent strike-slip dextral movement (Sue *et al.*, 1997). These strike-slip motions always post-date normal faulting, as already described by Labaume, Ritz and Phillip (1989) in the Digne nappe, south of the studied area.

Tectonic data characterize, to the east of the Pelvoux Massif, a transtensive tectonic regime governed by extensional-dextral motion along N160   longitudinal faults (Sue *et al.* 1997, Sue and Tricart 1998). Overprinting all compressional ductile Alpine structures, this Late-Alpine (probably recent) extension remains undated (Tricart *et al.* 1996). Geological conditions are not favourable to the observation of active faults because of significant glacial erosion during the W  rm period, and the presence of dense forests and active landslides in the region. Recent and ongoing neotectonic and seismotectonic investigations suggest that this extension, combined with dextral strike-slip along the Alpine arc, could be still active (Sue *et al.* 1997). The 1996 geodetic measurements were carried out to check this hypothesis.

Geodetic data

During the Summer of 1996, the position of 18 monuments installed and surveyed in 1972 by the French "Institut G  ographique National" (IGN) were remeasured using GPS. The "Briançonnais 1972" campaign gave the position of 130 monuments by means of 712 angle measurements, and 3 laser-ranging profiles along the Guisane, Guil and Vallouise valleys (Figure 2). Twenty five distance measurements constrain the scale of this old network (distance measurements in the three laser-ranging profiles combined with angle measurements provided the scale of *the whole* network). The standard deviation of the horizontal angle measurements, σ_v , is assumed to be :

$$(1) \sigma_v = \sqrt{k(A/D)^2 + (B/\sqrt{n})^2}$$

where σ_v is expressed in 10^{-4} degrees, D is the distance (km), n the number of repeats of the measurements, A (20 mm) and B ($6.3 \cdot 10^{-4}$ degrees for T3, $3.9 \cdot 10^{-4}$ degrees for T2 Wild theodolites) are the standard deviations of the centring and the instrumental error respectively, and $k=0,3283$ is a conversion factor (values derived from the adjustments of the conventional survey according to IGN studies).

The standard deviation of the distance measurement, σ_d , is given by

$$(2) \sigma_d = \sqrt{a^2 + b^2 D^2}$$

where σ_d is expressed in m, D is the distance (m), a (10^{-2} m) and b (5.10^{-6}) are two coefficients associated with the instrument type (AGA 8; standard manufacturer's values).

The GPS network measured in 1996 consists of 27 first-order points. Most of them are new points installed in 1996 to be remeasured in the future (black triangles on Figure 2). They were measured at least in three 12-hour night-sessions using Ashtech Z-XII receivers. We also looked for the 1972 monuments and checked them. Stability and accessibility problems account for the shape of the measured network, mainly located along reachable valleys. Eighteen 1972 monuments (second-order points; white triangles on Figure 2) were remeasured in three 8h day-sessions. Two complementary points (PPE1 and EYR1) were measured for 2 hours during the fall of 1996. GPPS and GEOLAB softwares were used to process the data and adjust them, respectively. The accuracy of new GPS data is much better than that of the old conventional data. Therefore, the 95% confidence ellipses calculated for the point motion are mostly a consequence of the old data uncertainties. We assigned a constant elevation of 53.6 m for the geoid above the WGS84 reference ellipsoid. This elevation was deduced from the comparison between the ellipsoidal and orthometric height of the points of the network. Orthometric height are the IGN values (derived from levelling and vertical triangulation) and ellipsoidal height are the GPS-related heights of the network points based on the IGS network. This comparison shows that the geoid is roughly parallel to the ellipsoid in the Briançonnais area.

Displacement field

Two sets of independent coordinates for both the IGN triangulation survey and the GPS survey have been computed to compare the position of the 1972 and 1996 networks. Since neither the absolute position, nor the orientation of the old network is precisely known, we have to fix the position of one point and one azimuth (black star and white circles on Figure 2 respectively) to compare 1972 and 1996 data. Because of distance measurements, the size of the old network is known, and *no scale factor* has to be taken into account. Therefore, the size and the shape of the two networks can be compared, but they can translate (fixed-point hypothesis) and rotate (fixed azimuth hypothesis) with respect to each other. Finally, the calculated motions may result from tectonics, landslides (or other local phenomena), measurement errors, and also from a translation and/or a rigid rotation of the network induced by our fixed-point/azimuth choices.

Figure 2 presents the displacement field, with its corresponding 95% confidence ellipses, calculated assuming that point PAV0 is fixed and that no variation of the LAU1-PAV0 azimuth occurred between 1972 and 1996. Table 1 lists the parameter set for this displacement field. We obtain roughly 10 mm yr^{-1} motion toward the south for the points located in the Guisane Valley, and toward the east for the points located in Queyras. Much slower displacements could also fit our data because of the large uncertainties on the 1972 coordinates. These motions appear rapid regarding boundary conditions of the Alpine collision belt (DeMets *et al.* 1990). Anyway, we cannot draw tectonic conclusions because of the large uncertainties which are partly linked to the fixed point and azimuth choices. These choices can also imply possible global rotation of the network. To eliminate these problems, we extract, in the next paragraph, the parameters of the displacement field that are *independent* of any fixed hypothesis.

Strain-rate tensor calculations and Monte-Carlo analysis

To eliminate the unconstrained parameters, we extract the symmetrical part of the deformation-rate tensor. The Briançon area was discretised in triangular cells formed by sets of three neighbouring points of the network. Assuming that deformation is continuous within each

cell, we calculated the deformation-rate tensor $(\dot{d}_{ij}) = \begin{bmatrix} \dot{d}_{EE} & \dot{d}_{NE} \\ \dot{d}_{EN} & \dot{d}_{NN} \end{bmatrix}$, where E and N refer to the east-

west and north-south axis respectively. To calculate this tensor, we use a displacement field, i.e. we must choose a fixed azimuth (for instance, we used the displacement field presented in Figure 2 and Table 1). But the symmetrical part of this tensor, the strain-rate tensor ($\dot{\epsilon}_{ij}$), does not depend on any rigid rotation, i.e. of an *a priori* fixed azimuth choice.

Table 2 gives the parameters of the strain-rate tensors for 15 triangular cells of the network. We give $\dot{\gamma}_1 = \dot{\epsilon}_{EE} - \dot{\epsilon}_{NN}$, $\dot{\gamma}_2 = 2\dot{\epsilon}_{EN}$ and $\dot{\theta} = \dot{\epsilon}_{EE} + \dot{\epsilon}_{NN}$ with their standard deviations, and $\dot{\Gamma} = \sqrt{(\dot{\gamma}_1^2 + \dot{\gamma}_2^2)}$. $\dot{\gamma}_1$ measures the angle variations between the SE-NW and NE-SW axis, while $\dot{\gamma}_2$ measures the angle variations between the north-south and east-west axis (Frank; 1966; see also Feigl *et al.* 1990). $\dot{\Gamma}$ quantify the shear of the cell, while $\dot{\theta}$ is the dilatation of the triangular cell, that can be determined thanks to the distance measurements of the old data. Table 2 also gives the eigenvalues λ_1 and λ_2 of the strain tensor (maximum extension and shortening respectively), the azimuth of the extensional axis, and the rigid rotation $\dot{\omega}$ of the cell. Note that except for $\dot{\omega}$, all these parameters are independent of any fixed azimuth choice. $\dot{\omega}$ is reported in Table 2 because the difference in rigid rotation between two cells is not a function of the fixed azimuth, i.e. it is constrained by the data. The principal axes of the strain-rate tensors are presented on Figure 3 by black (for shortening) or white (for extension) bars whose length is proportional to the strain-rate tensor eigenvalues.

A Monte-Carlo analysis based on a Gaussian distribution was performed in order to evaluate the accuracy of these strain-rate tensors. 80 perturbed strain-rate tensors were calculated for each triangular cell, with different randomly perturbed initial coordinates taking into account the correlation between positions derived from geodetic measurement (i.e. taking into account the full information of the variance - covariance matrix). The dispersion obtained for the eigenvalues and eigenvectors of the strain-rate tensors are represented on Figure 3 by the clusters of points. This method enables an evaluation of the 95% confidence domains of the strain-rate tensors (Kasser *et al.* 1987).

Among the 15 cells of the discretisation, 6 provide parameters independent of any choice, $\dot{\gamma}_1$, $\dot{\gamma}_2$ or $\dot{\theta}$, larger than their 95% confidence value. Three parameters concern dilatation and have negative values (LAU1-BEZ1-PAV0, VIG1-PSV1-PAV0, EYR1-PPE1-BAL1 cells) meaning that the surface of the cells decreased between 1972 and 1996. We also observe that the PSV1-VIG1-LEB1 cell exhibits very large $\dot{\gamma}_1$ and $\dot{\gamma}_2$ values. The deformation of this cell can result from a local motion to the NE of the PSV1 point. This would also explain the high $\dot{\theta}$ value of the VIG1-PSV1-PAV0 cell. Since this point is located on the Southern margin of the network, it is not possible to demonstrate definitely that this motion is anomalous. We conclude that both the VIG1-PSV1-PAV0 and the PSV1-VIG1-LEB1 cells show that the PSV1 point moved significantly, at least 4.5cm to the NE between 1972 and 1996 (Table 2). We suspect, however, that this motion results from a local instability and not from the tectonic activity of the region, therefore, we further eliminate the PSV1-related data.

Significant negative $\dot{\theta}$ values observed in two other cells (LAU1-BEZ1-PAV0 and EYR1-PPE1-BAL1) do not necessarily imply that thrusting occurred within these cells. For instance, the negative dilatation of the EYR1-PPE1-BAL1 cell probably results from dextral strike-slip faulting along the numerous N160E longitudinal faults that are clearly visible in the field (Figure 1). The other $\dot{\theta}$ values are often negative, within their 95% confidence ellipses, except for the cells located east of Briançon where $\dot{\theta}$ is positive although it is always within the 95% confidence ellipses. Note that several high $\dot{\Gamma}$ values suggest that strike-slip faulting occur in the network as a whole.

Finally, two cells located in the eastern part of the network (CVV1-SBU1-EYR1, PPE1-EYR1-CVV1) provide $\dot{\gamma}_1$ values greater than their 95% confidence value and significant strain-rate tensors (Figure 4 and Table 2). The cell SBU1-EYR1-LEB1 in the same area provides a $\dot{\gamma}_2$ value

significant at a 94.6% confidence level and strain-rate tensors coherent with the CVV1-SBU1-EYR1 and PPE1-EYR1-CVV1 ones. These three cells exhibit an east-west to NW-SE extension combined with a north-south to NE-SW shortening. These deformations cannot be suspected to result from the instability of a monument of the network. As a matter of fact, although EYR1 is a common point of these cells, it does not move abnormally with respect to the points located in the western part of the network. Then the roughly east-west extension evidenced in these three cells does not result from an anomalous westward motion of this point. Moreover, the strain-rate tensors of the three cells SBU1-EYR1-LEB1, CVV1-SBU1-EYR1 and PPE1-EYR1-CVV1 present a good *internal coherency* and are consistent with the extensive and strike-slip focal mechanisms of Figure 4.

The statistically significant parameters at a 95% level of confidence are typed bold in Table 2 (except for the cells including point PSV1, as explained above) while the tick lines of Figure 3 show the corresponding triangular cells. With these reliable data, deformation velocities can be calculated from the deformation rate tensors, *e.g.* for the PPE1-EYR1-CVV1 cell. For this cell $\dot{\gamma}_1 = 1.12 \text{ ppm yr}^{-1}$ with a standard deviation of 0.38. Then, we obtain a *minimum* $\dot{\gamma}_1$ value of 0.38 ppm yr^{-1} at a 95% level of confidence. If we multiply this deformation rate by the characteristic length of the triangular cell, roughly 15 km, we obtain a velocity of 5.7 mm yr^{-1} that results both from a north-south shortening and an east-west extension. Our data show that the minimum N96° extension (see Table 2), at a 95% level of confidence, is 2 mm yr^{-1} , the minimum N06° associated shortening being also 2 mm yr^{-1} . But the minimum associated velocity value, 5.7 mm yr^{-1} , proves that one of these two velocities (extension and/or shortening) must be larger than 2 mm yr^{-1} , although our data cannot specify which one.

The SBU1-EYR1-LEB1 and CVV1-SBU1-EYR1 cells also deformed significantly between 1972 and 1996. Although the minimum velocities that are required by the corresponding strain-rate tensors are smaller than for the PPE1-EYR1-CVV1 cell, the strain-rate tensors are consistent with tectonic velocities as high as 4 mm yr^{-1} .

As a conclusion, the analysis of the deformation of these three triangular cells situated in the eastern part of the network suggests tectonic deformations combining north-south shortening and east-west extension at a velocity ranging from 2 to 4 mm yr^{-1} .

Discussion and conclusion: rapid tectonic motions in the Briançonnais Zone

The comparison between the 1972 and 1996 data shows that the geodetic network deformed significantly during the last 24 years in the eastern part of the studied area, whereas most of the observed deformation in the western and central part of the network is statistically insignificant (at a 95% confidence level). Geodesy indicates that deformation concentrates along the eastern part of the Briançonnais Zone, where the seismicity is located (Figure 4). Statistically significant (at 95% level of confidence) strain-rate tensors indicate an active east-west extensional tectonic regime, associated with north-south shortening with significant velocities of several mm yr^{-1} .

The studied area belongs to the Briançonnais seismic arc, the most present-day active seismic zone in SE France (Rothé 1941). Figure 4 shows earthquakes located by the Sismalp seismological network (Thouvenot *et al.* 1990) during the 1989/1997 period. Earthquakes were located using the HYPREF, an improved version of the HYPO71 program (Lee and Lahr 1975); focal mechanisms were computed with the FPFIT software (Raesenberg and Oppenheimer 1985). In Figure 4 only earthquakes with a number of observations larger than 10, an M_l magnitude larger than 1 and a *r.m.s.* (misfit to the picked arrival time for the Pg phases) less than 0.5s were selected; moreover, only reliable focal mechanisms were retained (at least 10 polarities reading with a fairly homogeneous distribution). The epicentral uncertainty is estimated to be about 1 km.

Seismicity remains concentrated along a N160°-oriented zone which roughly follows the mapped fault system. Most events are located within the upper 10 km of the crust, with magnitudes smaller than 3, except for the Cervières earthquake ($M_L=4.7$) and its aftershocks ($M_L=3.8$ and 3.7) (Thouvenot *et al.* 1991). Focal mechanisms demonstrate a globally extensive tectonic regime all over the eastern part of the Briançonnais area (Figure 4). The longitudinal fault system accommodates this extension with numerous normal focal mechanisms. We also found some strike-slip mechanisms with an extensive component, the northernmost being associated with the Cervières earthquake (Thouvenot *et al.* 1991). Thus, according to seismological data, the Briançon area, east of the Durance valley, deforms in a transtensive seismotectonic regime, the seismic deformation being mainly accommodated by the longitudinal fault system.

The geodetic data indicate an east-west extension associated with a north-south compression, which suggests mainly a strike-slip tectonic regime, consistent with the strike-slip component of the seismic regime (dextral motion along N160E fault system) and with the latest tectonic evidence of strike slip displacements that are observed in the field (Sue and Tricart 1998). The positive dilatation found to the east of the Briançonnais area could be linked to the extensional part of the deformation inferred from the seismotectonic analysis. Moreover, three significant strain-rate tensors, east of the Briançonnais area, show coherent east-west extensional axes larger than the north-south compressional ones. Therefore, an extensional component of the geodetic-measured deformation could also be inferred from the geodetic analysis.

To roughly compare the seismological part of the deformation with the deformation inferred from geodetic measurements, we calculated the total amount of seismic moment M_0 released by the seismic activity for the 1989/1997 period. This total amount is maximised, and only provides a rough estimate of the seismic moment released in this area. The total seismic moment per year (about 10^{15} Nm yr⁻¹) mainly results from the $M_L=4.7$ Cervières earthquake and its aftershocks. During the last 25 years, no other large earthquakes occurred in this region. Given our short time-scale seismic catalogue, we can only draw conclusions on the deformation style *during this period*. To compare the seismic moment to an equivalent geodetic moment inferred from the east-west extensive component of our measurements, we used the relation $M_0 = \mu S d$, with the upper crust shear modulus $\mu = 33$ GPa, S the surface of an assumed north-south striking, 10 km long (the longitudinal size of the eastern part of the network) and 45° dipping normal fault across a 10 km-thick brittle crust (which is the orientation of most of the smaller faults deduced from focal mechanisms and field analysis), and d the slip on the fault. Depending on the total motion inferred from the geodetic data (2 or 4 mm yr⁻¹), we obtain an equivalent geodetic moment between 10^{16} Nm yr⁻¹ and $2 \cdot 10^{16}$ Nm yr⁻¹. Thus, with these drastic and very coarse hypothesis, the seismic activity only accounts for a maximum of 5% to 10% of the observed deformation during the last 25 years. Between 1972 and 1996, east of Briançon, aseismic processes accommodated most of the deformation. Martinod *et al.* (1996) proposed similar conclusions for other parts of the French Alps. Clearly, this short time-scale comparison cannot resolve whether aseismic or seismic processes will accommodate the deformation in the long term, and elastic strain energy may be currently accumulating in this area. Nevertheless, at a larger scale, Jackson and McKenzie (1988) also inferred similar ratios between seismic and aseismic deformation process in other mountains belts.

Our investigations demonstrate that the Late Alpine transcurrent tectonic regime is still active. Geodetic data are also consistent with the east-west extension inferred from seismotectonics. The key-point is to explain this transtensive active tectonics in the internal part of the Alps, a still active collision belt.

In the internal zone south to the Aar/Mont-Blanc line, a localized extension has also been characterised by Maurer *et al.* (1997). Maurer *et al.* (1997) explain this extension by a transtensive system associated with the rigid counterclockwise rotation of the Apulian indenter vs. the stable Europe (see also Ménard 1988, Vialon, Rochette and Ménard, 1989). In this model, the extension

corresponds to a transtensive phenomenon due to the inflexion of major strike-slip faults (*e.g.* the Brenner and Simplon faults). This model could also account for the present-day Briançon region tectonics, where a pull-apart transtensive zone could be sheltered by the rigid Pelvoux crystalline massif. The area where normal focal mechanisms are observed, however, extends at least from the Ubaye massif, west of the Viso massif (Fréchet and Pavoni 1979, Eva, Solarino and Eva, 1997) to the Guisane valley (this study). This area clearly overlaps the possible transtensive sheltered zone. The east-west extension in the Briançon area could also result from deep processes in the lithospheric root of the Alps. For instance they could be related to a possible oblique detachment slab that could induce an uplift of the external crystalline massifs, as already proposed by Lyon-Caen and Molnar (1989), and a collapse of the internal zones. In fact, both pull-apart and gravitational phenomena could act together to generate the present-day observed tectonics of this area. Only a better knowledge of the deep lithospheric structures of the Western Alpine arc could constrain these models.

Acknowledgements

This study was supported by Université Joseph Fourier (Grenoble, France) and by the French national program GéoFrance 3D (*contribution number 29*). The authors wish to thank J.-R. Grasso for helpful discussions, M. Bouchon, D. Jault and an anonymous reviewer for many improvements they brought to the manuscript, and T. Berly, N. Borde, M.-E. Claudel, N. Cotte, J.-F. Coutos, F. Janod, M. Kuntz, Y. Liautier, J. Pellottier, L. Richard and C. Savin for carrying batteries and GPS receivers over summits of this country. We are also grateful to the French *Institut National des Sciences de l'Univers* and J. Ammann to put the GPS receivers at our disposal.

References

- Barféty, J.C., Gidon, M. & Kerckhove, C., 1968. Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **267**, 394-397.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- Eva, E., Solarino, S. & Eva, C., 1997. Stress tensor orientation derived from fault plane solutions in the southwestern Alps, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8171-8185.
- Feigl, K.L., King, R.W. & Jordan, T.H., 1990. Geodetic measurements of tectonic deformation in the Santa Maria fold and thrust belt, California, *J. Geophys. Res.*, **95**, 2679-2699.
- Franck, F.C. 1966. Deduction of earth strain from survey data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **56**, 35-42.
- Fréchet, J. & Pavoni, N., 1979. Etude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables, *éclog. geol. Helv.*, **72**, 763-779.
- Jackson J. & McKenzie D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **93**, 45-73.
- Kasser M., Ruegg, J.C., Lesage, P., Ortlieb, L., Pagarete, J., Duch, N., Guerrero, J. & Roldan, J., 1987. Geodetic measurement of plate motion across the central Gulf of California, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 5-8.
- Labat, P., Ritz, J.F. & Phillip, H., 1989. Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 1553-1560.

- Lee, W.H. & Lahr, J.E., 1975. HYPO71: a Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First-Motion Pattern of Local Earthquakes, *U.S. Geol. Surv. Open File Report*, 75-331, 110p
- Lazarre, J., Tricart, P. & Villemin, T., 1994. L'extension cassante tardi-orogénique dans les schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 1415-1421.
- Lyon-Caen, H. & Molnar, P., 1989. Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies, *Geophys. J. Int.*, **99**, 19-32.
- Martinod, J., Jouanne, F., Taverna, J., Ménard, G., Gamond, J.F., Darmendrail, X., Notter, J.C. & Basile, C., 1996. Present-day deformation of the Dauphine (SE France) Alpine and Subalpine massifs, *Geophys. J. Int.*, **127**, 189-200.
- Maurer, H.R., Burkhard, M., Deichmann, N. & Green, A.G., 1997. Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley, *Terra Nova*, **9**, 91-94.
- Ménard, G., 1988, Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales. *Thèse d'Etat*, Université de Grenoble, France.
- Raesenberg, P.A. & Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquakes Fault-Plane Solutions, *U.S. Geol. Surv. Open File Report*, 85-739, 109p
- Rothé, J.P., 1941. Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, **3**, 1-105.
- Sue, C., Fréchet, J., Thouvenot, F. & Tricart, P., 1997. Late orogenic extension in the Briançonnais zone, French Alps: tectonic and seismotectonic approaches, *Terra Nova Abst. Supp. 1*, **9**, 307.
- Sue, C. & Tricart, P., 1998. Tectonic evidences for a late extension along the penninic front, south-east of the Pelvoux massif, western Alps, Submitted to *éclog. geol. Helv.*
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyot, F., Guiguet, R. & Jenatton, L., 1990. SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps, *Cahiers Centre Europ. Géodyn. Séism.*, **1**, 1-10.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Vialon, P., Guyot, F. & Cattaneo, M., 1991. Les séismes de Cervière (Hautes-Alpes) des 11 et 13 février 1991 : un coulissage dextre entre zones piémontaise et Briançonnaise, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, 1617-1623.
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps, *Am. J. Sci.*, **284**, 97-120.
- Tricart, P., Bouillin, J.P., Dick, P., Moutier, L. & Xing, C., 1996. Le faisceau de failles de Haute-Durance et le jeu distensif du front Briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, 251-257.
- Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G., 1989. Indentation and rotation in the western alpine arc, in *Alpine Tectonics*, eds. Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 329-338.
- Virlouvet B., Tricart, P. & Villemin, T., 1996. Blocs basculés tardialpins dans les nappes Briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones internes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **322**, 475-481.

Figure captions:

Figure 1. Location map of the studied area in the western Alps.

Box shows the area overlapped by the geodetic measurements, from the Pelvoux massif to the Queyras region.

Symbols caption: (1) External Crystalline Massifs (ECM), Dauphiné Zone; (2) Meso-Cenozoic sedimentary cover of the ECM, Dauphiné Zone; (3) Prealpes and Exotic flysch nappes; (4) Briançonnais, Subbriançonnais and Valais Zones; (5) metasediments of the Piémont Zone; (6) Internal Crystalline Massifs; (7) Piémont Zone main ophiolites; (8) Austro-Alpines nappes.

Towns: B: Bern; G: Genève; L: Lyon; N: Nice; T: Torino.

Massifs: Q: Queyras; V: Viso.

The thick line represents the frontal thrust of the internal metamorphic nappes onto the External Zone.

Figure 2. Displacements of the 1972-1996 common geodetic points.

Displacements of the common points and corresponding 95% ellipses, computed assuming that the PAV0 point remained fixed, and that the LAU1-PAV0 azimuth did not change between 1972 and 1996.

Figure 3. Strain rate tensors.

Principal axes of the strain-rate tensor computed for each triangular cell. Black and white bars represent the shortening and extension directions respectively. Point clusters at axis extremities represent the dispersion of the data as computed by a Monte-Carlo analysis. Thick lines show the triangular cells which provided significant (at 95% confidence level) deformation parameters (see also figures typed bold in Table 2).

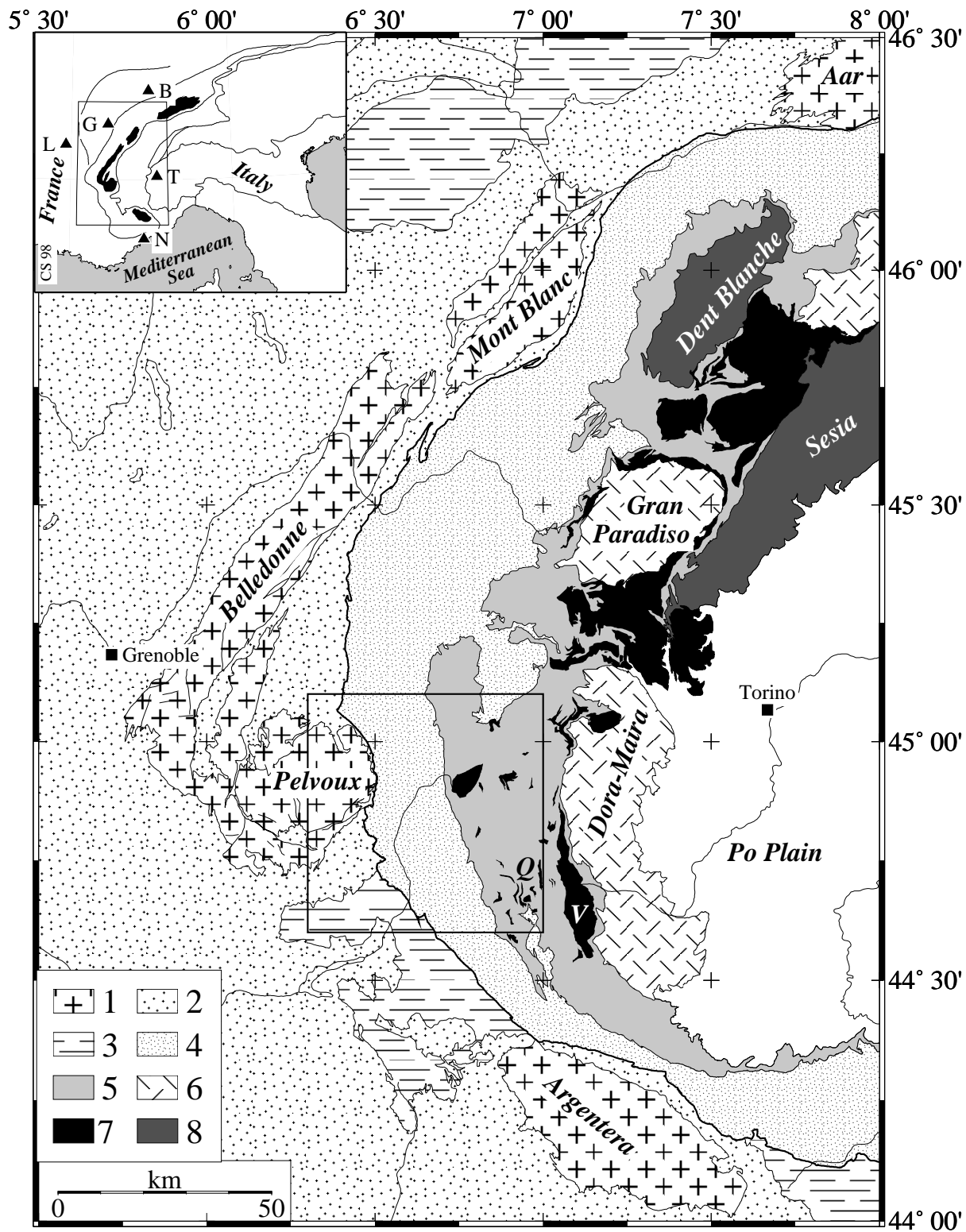
Figure 4. Seismotectonics.

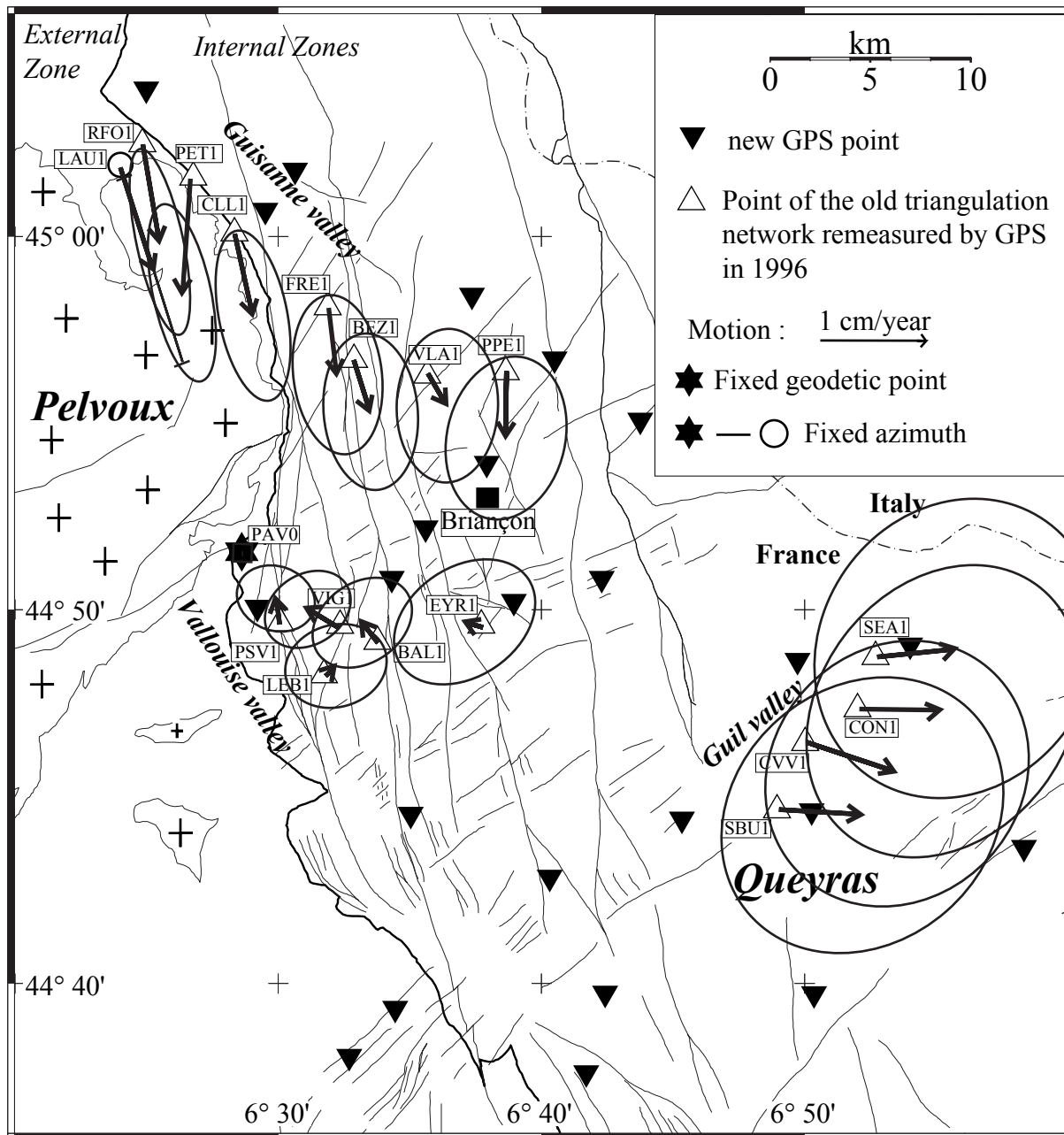
Epiceenters of earthquakes for the 1989/1997 period with local magnitude M_l greater than 1 are plotted as well as available reliable focal mechanisms. Present-day tectonics appears extensive to transpressive across the Briançonnais Zone. The map also shows the fault network which post-dates all Alpine shortening structure and works as a normal to transcurrent fault system (deduced from field analysis and aerial photography interpretation).

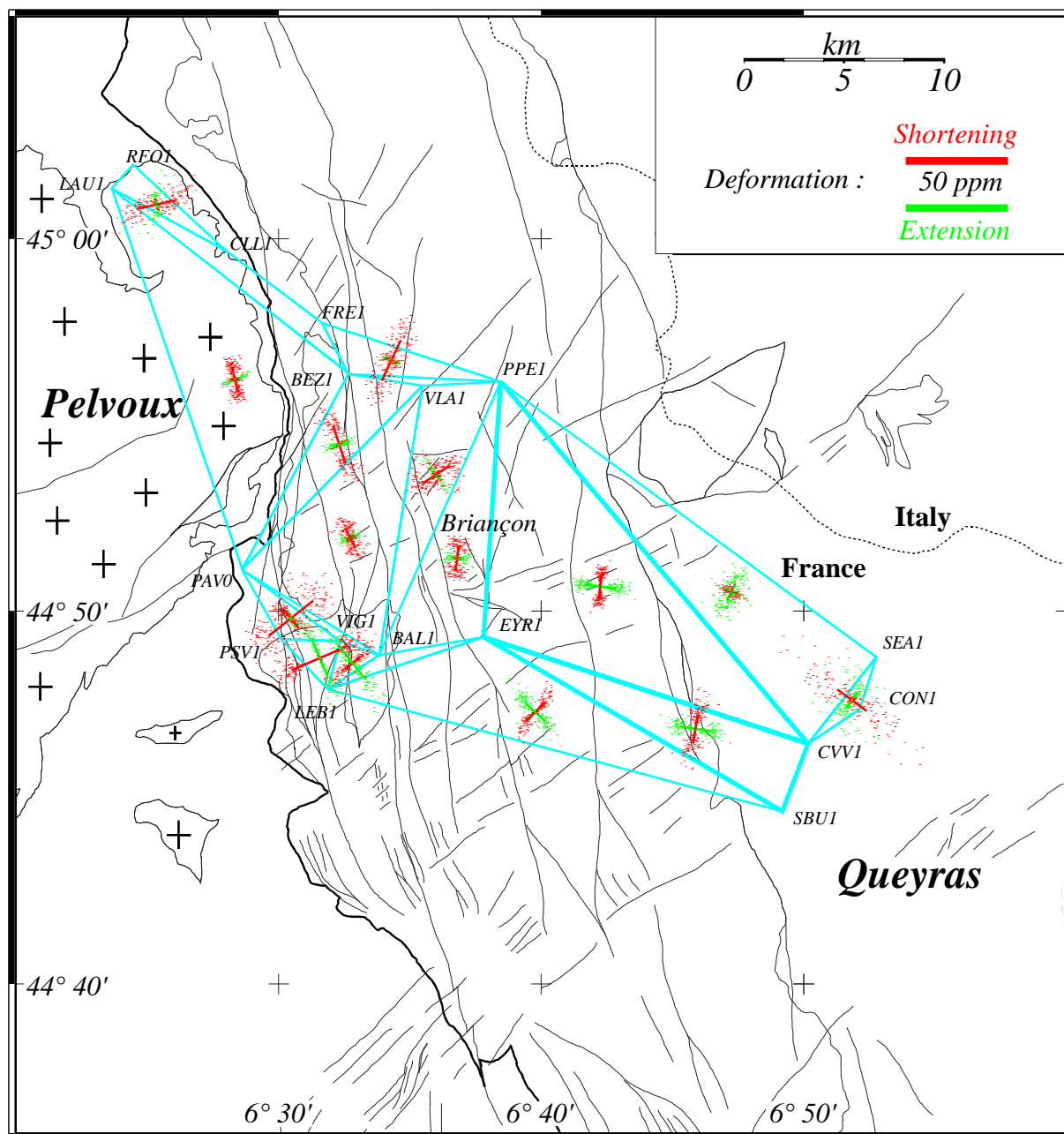
Tables captions

Table 1. Numerical values of the displacements and their 95% confidence domains plotted on Figure 1 (PAV0 position and LAU1-PAV0 azimuth fixed). Δx and Δy are the displacement components, α_{e1} is the azimuth of the major axis of the 95% confidence ellipses, $e1$ and $e2$ are the values of the semi-major and semi-minor axes respectively.

Table 2. Numerical values of the parameters and principal axes of the strain-rate tensors plotted on Figure 3. $Az(\lambda_1)$, λ_1 and λ_2 are respectively the azimuth of the principal extensional axis and the values of the major and minor axes of the tensors (in ppm yr^{-1}). $\dot{\gamma}_1$, $\dot{\gamma}_2$, $\dot{\Gamma}$, $\dot{\theta}$ represent the parameters independent of any fixed-azimuth choice defined in the text (in ppm yr^{-1}). $\dot{\omega}$ is the rigid rotation of the cells in 10^{-6} degrees yr^{-1} . Statistically significant (95%) and reliable $\dot{\gamma}_1$, $\dot{\gamma}_2$ and $\dot{\theta}$ parameters are typed bold.







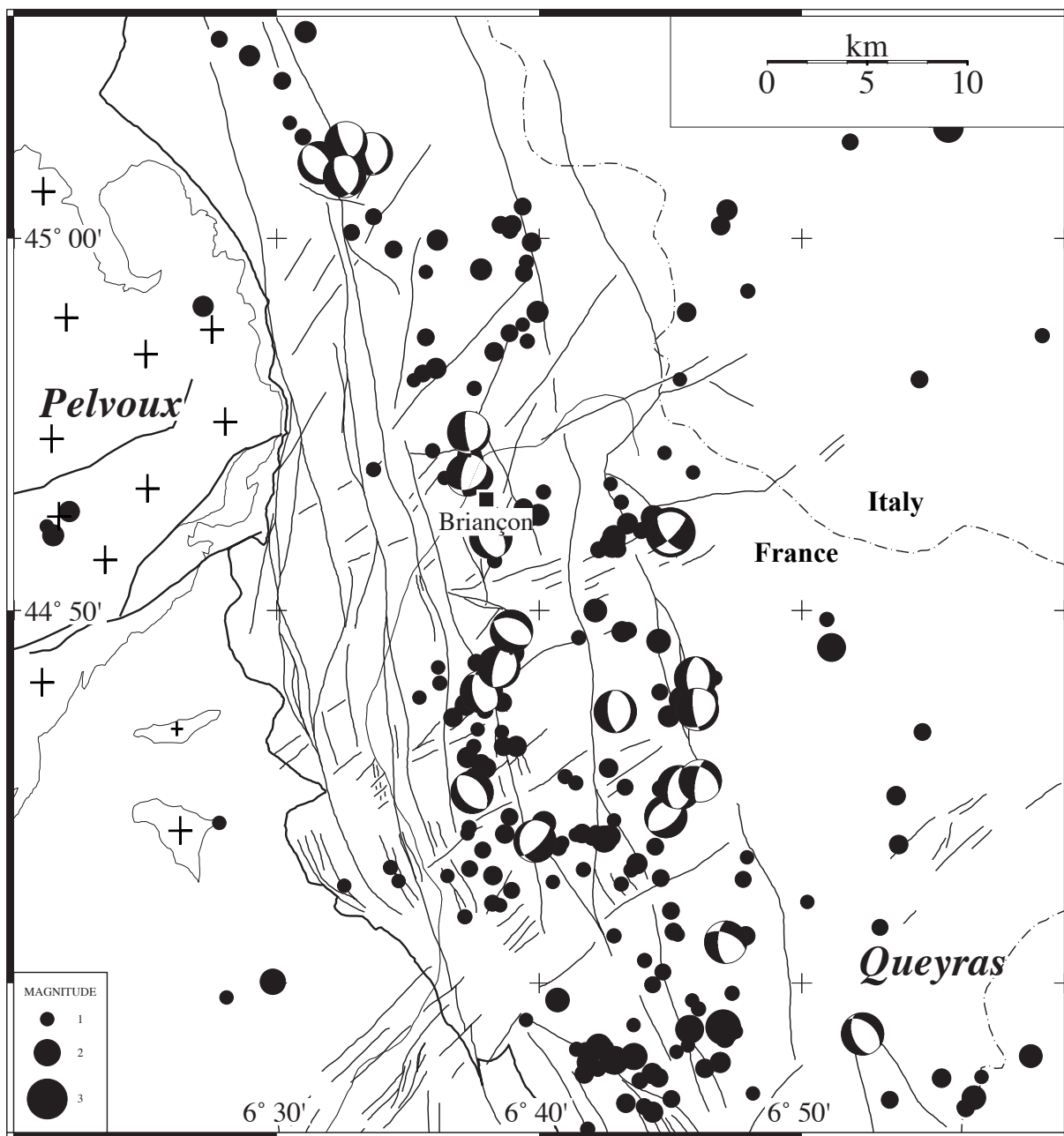


Table 1

Point code	IGN name	local name	latitude	longitude	orthometric altitude	Δx (mm)	Δy (mm)	e1 (mm)	$\alpha e1$ (°)	e2 (mm)
BAL1	St. Martin de Queyrière IV	La Balmette	44°49'00"	6°33'49"	1349	43	-52	134	53	99
BEZ1	La Salle II	Le Bez	44°56'37"	6°33'05"	1450	-41	117	195	173	117
CLL1	Le Monetier IX	Clot Laroche	45°00'04"	6°28'40"	1708	-49	193	215	167	85
CON1	Aiguille I	La Condamine	44°46'58"	6°51'57"	1564	-192	-4	390	35	310
CVV1	Château Ville Vieille VI	La Pissarote	44°46'06"	6°49'56"	1468	-213	63	347	41	310
EYR1	Villrd St. Pancrace I	Peyre Eyraute	44°49'22"	6°37'48"	2946	33	-8	191	54	136
FRE1	Le Monetier XIII	Le Freyssinet	44°58'02"	6°32'11"	1480	-24	158	199	171	110
LAU1	Villard d'Arène IV	Col du Lautaret	45°01'53"	6°24'23"	2136	-87	244	240	163	0
LEB1	L'Argentière la Bessée	Château Lebrun	44°48'08"	6°31'49"	2123	-18	-17	128	72	102
PAV0	Vallouise II	Pas d'Aval	44°51'28"	6°28'44"	1634	-	-	-	-	-
PET1	Le Monetier VII	Petit Etret	45°01'34"	6°27'02"	1790	1	279	225	166	72
PPE1	Val des Prés II	Petite Peyrolle	44°56'14"	6°38'52"	2656	-3	154	205	11	147
PSV1	Puy St. Vincent II	Les Prés	44°49'33"	6°30'07"	1407	9	-56	99	108	80
RFO1	Le Monetier II	Roche Fournière	45°02'31"	6°25'14"	1988	-47	230	236	166	58
SBU1	Château Ville Vieille IV	Sommet Bucher	44°44'18"	6°48'50"	2276	-197	5	374	47	317
SEA1	Aiguille	Serre de l'Aigle	44°48'21"	6°52'40"	2496	-187	-25	386	32	339
VIG1	Les Vigneaux II	Les Vigneaux	44°49'25"	6°32'21"	1113	74	-42	114	55	87
VLA1	St. Chaffrey I	Villard Laté	44°56'13"	6°35'54"	1562	-43	69	191	180	126

Table 2

Triangle	$Az(\lambda_1)$	λ_1	$\sigma(\lambda_1)$	λ_2	$\sigma(\lambda_2)$	$\dot{\delta}$	$\sigma(\dot{\delta})$	$\dot{\gamma}_1$	$\sigma(\dot{\gamma}_1)$	$\dot{\gamma}_2$	$\sigma(\dot{\gamma}_2)$	$\dot{\omega}$	$\sigma(\dot{\omega})$	$\dot{\Gamma}$	$\sigma(\dot{\Gamma})$
RFO1-LAU1-CLL1	167.7	0.13	0.38	-0.71	0.39	-0.58	0.65	-0.77	0.49	-0.35	0.66	-14,8	12,1	0.85	0.41
LAU1-BEZ1-PAV0	77.9	0.01	0.22	-0.52	0.17	-0.51	0.25	0.48	0.28	0.21	0.36	21,9	8,0	0.52	0.30
FRE1-PPE1-BEZ1	114.9	-0.08	0.21	-0.90	0.44	-0.98	0.51	0.53	0.49	-0.63	0.47	13,0	14,7	0.82	0.47
BEZ-PAV0-VLA1	71.6	0.14	0.21	-0.79	0.35	-0.65	0.39	0.74	0.45	0.56	0.52	10,1	12,7	0.93	0.43
BAL1-VLA1-PAV0	64.8	0.00	0.19	-0.45	0.21	-0.45	0.25	0.29	0.37	0.34	0.37	23,5	7,0	0.45	0.32
VIG1-PSV1-PAV0	141.5	-0.51	0.29	-1.14	0.33	-1.65	0.43	-0.14	0.75	-0.62	0.52	11,3	19,5	0.64	0.46
PSV1-VIG1-LEB1	156.9	0.79	0.53	-1.23	0.33	-0.44	0.67	-1.4	0.58	-1.46	0.64	-14,5	14,8	2.02	0.58
LEB1-VIG1-BAL1	141.5	0.85	0.55	-0.41	0.37	0.45	0.67	-0.28	0.62	-1.22	0.83	-35,3	10,4	1.25	0.66
PPE1-VLA1-BAL1	146.2	-0.05	0.38	-0.63	0.21	-0.68	0.38	-0.22	0.45	-0.54	0.7	51,9	16,4	0.58	0.49
EYR1-PPE1-BAL1	96.9	0.06	0.21	-0.50	0.16	-0.44	0.19	0.55	0.38	-0.14	0.47	27,9	12,1	0.57	0.33
SBU1-EYR1-LEB1	133.2	0.54	0.32	-0.47	0.33	0.07	0.44	0.06	0.50	-1.00	0.52	-8,7	7,1	1.00	0.47
CVV1-SBU1-EYR1	99.2	0.63	0.30	-0.57	0.34	0.06	0.37	1.14	0.53	-0.38	0.73	27,1	13,0	1.20	0.52
PPE1-EYR1-CVV1	96.6	0.65	0.27	-0.51	0.19	0.14	0.24	1.12	0.38	-0.26	0.48	29,6	4,9	1.15	0.40
SEA1-CVV1-PPE1	26.1	0.39	0.24	0.07	0.21	0.46	0.25	-0.20	0.50	0.25	0.51	-9,9	7,9	0.32	0.37
CON1-SEA1-CVV1	36.5	0.38	0.47	-0.73	0.94	-0.35	1.20	-0.33	1.01	1.06	1.16	-12,2	23,5	1.11	0.88

CINQUIEME PARTIE

Quel modèle géodynamique pour l'arc alpin actuel ?

Felix qui potuit rerum cognoscere causas
(Heureux celui qui a pu pénétrer les causes secrètes des choses)

Virgile - Géorgiques, II, 489

Les Alpes sont une chaîne de collision active dans le cadre d'une convergence lithosphérique qui se poursuit. Les données présentées dans ce mémoire montrent que les zones internes des Alpes occidentales ont subi en fin d'évolution, et subissent encore actuellement de l'extension.

Cette cinquième et dernière partie se conçoit comme un essai sur la signification et sur les moteurs responsables de cette extension.

Deux synthèses cinématiques sont exposées dans le premier chapitre (V.1) à partir des données nouvelles analysées dans ce mémoire, d'une part à l'échelle de la zone cible, d'autre part à l'échelle de l'arc alpin occidental.

Le second chapitre est consacré aux interprétations et discussions géodynamiques. Je rappellerai tout d'abord ce que l'on sait ou admet de la structure profonde des Alpes occidentales. Dans un deuxième temps, je présenterai les principaux modèles proposés par les auteurs pour expliquer l'extension syn-convergence. Enfin, et surtout, nous tenterons d'expliquer la dynamique récente et actuelle de l'arc alpin occidental en fonction des structures crustales et lithosphériques héritées de stades antérieurs de la collision et d'un cadre cinématique remarquablement complexe.

~

Chapitre V.1 – Synthèses cinématiques

1. Synthèse des données nouvelles à l'échelle de la zone cible (figure 5.1)

Tout au long de ce travail, la zone cible, entre les massifs du Pelvoux, de l'Argentera et du Viso, aura servi de zone *test* pour l'étude de la tectonique des zones internes, dont elle est assez représentative comme nous l'avons démontré dans la partie III. Je présente dans ce paragraphe une synthèse succincte des trois types d'analyses effectuées dans cette région, illustrée par le bloc diagramme de la figure 5.1.

L'analyse a permis de caractériser dans cette région, en zone briançonnaise comme en zone externe, un réseau dense de failles *tardi-alpines*, au sens de *postérieures à la mise en place des nappes de charriage, à leur plissement et aux schistosités associées*. Nous avons vu que ce réseau de failles fonctionne durant le Plio-Quaternaire, mais qu'il peut avoir débuté au cours (à la fin ?) du Miocène, après la formation de la dernière schistosité plicative. La datation précise du début du fonctionnement de ce réseau de failles reste à déterminer.

Cette analyse nous a permis de caractériser la *dernière « phase » de déformation* (au sens de dernière génération de structures) dans cette région, qui s'exprime dans le domaine cassant en réponse à un régime tectonique globalement *transtensif* à l'échelle de la zone cible. En profondeur, les failles normales longitudinales, subparallèles au front pennique crustal semblent se brancher sur cette discontinuité crustale, qui pourrait dès lors avoir été réactivée en faille normale (Sue et Tricart, 1998).

Nous avons vu que des *permutations* des axes principaux de contraintes, liées à des instabilités du champ de contraintes, expliquaient le passage d'un régime extensif à un régime décrochant au cours du temps (pour la zone cible), particulièrement bien exprimé le long de grands couloirs décrochants (partition de la déformation), et ce au sein d'une seule et même « phase » tectonique.

L'analyse sismologique nous a montré que le régime tectonique tardi-alpin *perdurait actuellement*, puisque nous avons caractérisé dans la zone cible un régime sismotectonique principalement *extensif*, avec une grande majorité de solutions focales en failles normales associées à quelques solutions décrochantes.

Ce travail a permis de souligner l'activité de failles reconnues et étudiées d'un point de vue structural dans la zone cible, telles que les failles de la Durance et de Serenne, ainsi que la remobilisation actuelle du front pennique crustal en extension.

L'élargissement de l'analyse sismotectonique à l'est de la zone cible a établi que l'activité sismique de l'arc piémontais, localisée à la bordure occidentale du corps d'Ivrée, était elle aussi en *extension*.

Enfin, les données de géodésie prouvent que le nord de la zone cible subit une déformation active, à une vitesse rapide dans le contexte tectonique alpin (~ 3 à 5 mm/an). Nous retrouvons à travers ces mesures un régime tectonique plutôt décrochant, mais compatible avec l'extension globalement est-ouest qui ressort des analyses sismotectonique et structurale. Les déformations actives semblent localisées à l'aplomb des zones sismiques, même si l'activité sismique n'explique

que quelques pour-cent de la déformation totale *pendant le laps de temps considéré* (Sue *et al.*, 1998).

En ce qui concerne la cinématique récente et actuelle de la zone cible, les principaux mouvements que nous avons mis en évidence par nos approches structurale, sismologique et géodésique sont (figure 5.1) :

- ☞ D'importants mouvements en faille normale le long des failles longitudinales subparallèles au front pennique crustal et situées juste en arrière de celui-ci (pendage vers l'est), avec un déplacement vers l'est et un effondrement *relativement* aux massifs cristallins externes.
- ☞ Des jeux en failles normales dans la zone externe, à l'aplomb de la zone de flyschs de l'Embrunais-Ubaye, sans pendage préférentiel reconnu.
- ☞ D'importants mouvements décrochants dextres le long des failles longitudinales subparallèles au front pennique crustal (*e.g.* système Durance-Serenne-Bersezio).
- ☞ Des décrochements dextres le long des failles qui s'« échappent » du faisceau de failles subparallèles au front pennique crustal vers la zone externe. Vers l'extrados de l'arc, elles évoquent une terminaison en « queue de cheval » des décrochements internes parallèles au front pennique crustal.
- ☞ Des déplacements en faille normale et des décrochements sénestres le long des failles transverses (NE-SW à ENE-WSW). Les jeux normaux peuvent s'interpréter comme des relais en transtension et les jeux décrochants comme des mouvements conjugués des décrochements longitudinaux dextres.
- ☞ Plus à l'est, nous retrouvons une extension importante en profondeur (10 à 20 km) le long de la bordure ouest du corps d'Ivrée, vraisemblablement avec une composante décrochante dextre, sans que la direction du pendage de cette bordure ne soit clairement déterminée (pendage en tout état de cause important).

Les jeux en faille normale parallèlement au front pennique crustal sont cohérents avec la surrection des massifs cristallins externes (Fourniquet, 1977 ; Seward et Mancktelow, 1994 ; Ménard, 1988). En revanche, l'extension observée à l'aplomb de la nappe de flyschs de l'Embrunais-Ubaye et, plus à l'est, dans la zone piémontaise, ainsi que l'extension selon les failles transverses, ne peuvent directement découler de ce processus.

En ce qui concerne les mouvements décrochants, ils sont cohérents avec la rotation anti-horaire de l'Apulie et, en corollaire, des zones internes par rapport aux zones externes et à l'avant-pays (Ménard, 1988).

La cinématique résultante, à l'échelle de la zone cible, est donc *transtensive*.

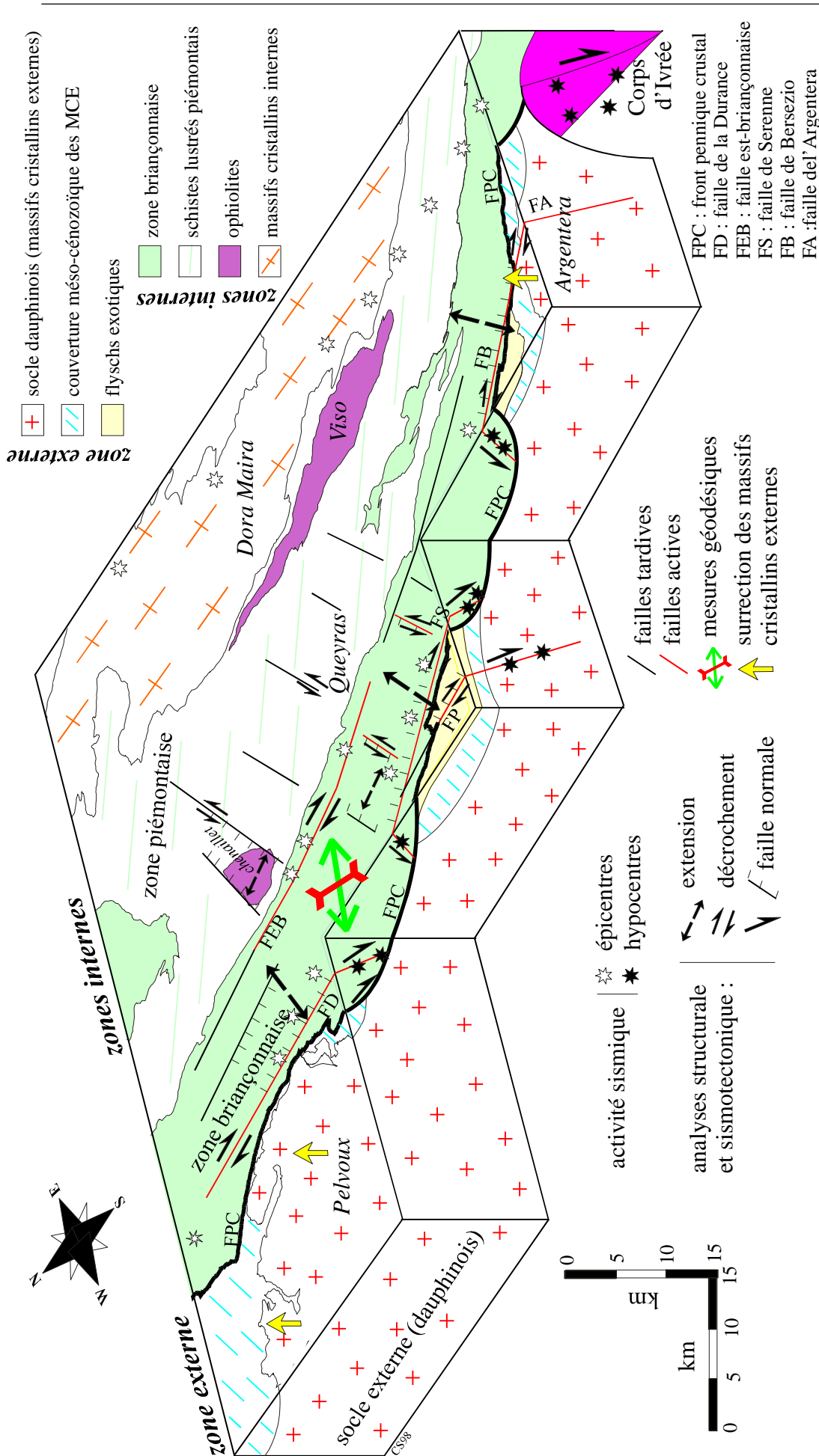


Figure 5.1 - Bloc diagramme synthétique des déformations analysées dans la zone cible. L'activité sismique des arcs briançonnais et piémontais est symbolisée par les étoiles, sans précision sur la localisation. Le couloir de failles actives longitudinales (Durance-Serenne-Bersezio) suit le front pennique crustal à l'est et le rejoint en profondeur. Deux faisceaux de failles se branchent sur ces failles longitudinales, traversent le front pennique crustal et affectent le socle de la zone externe (failles du Parpaillon et de l'Argentera). Le régime tectonique transensif tardi-alpin (analyse structurale) se prolonge dans l'ensemble de cette région à l'actuel (sismotectonique et géodésie). Les déformations décro-extensives sont accommodées par le système de failles longitudinales et transverses lui même étroitement lié au front pennique crustal dans la zone briançonnaise, et par le rejeu en extension de la bordure ouest du corps d'Ivrée sous la zone piémontaise. Ce sont donc les structures majeures de la croûte alpine supérieure qui sont remobilisées par le régime tectonique tardi-alpin à actuel.

2. La place des données nouvelles dans l'arc alpin occidental : aspect cinématique

Les modèles cinématiques classiques pour l'arc alpin occidental mettent en jeu le *poinçonnement* de l'Europe par l'Apulie, avec progression de l'orogénèse vers l'extrados de l'arc (Pavoni, 1961 ; Tapponnier, 1977). Ces modèles expliquent bien la tectonique tertiaire de l'arc alpin.

Nous avons montré que l'évolution tardi-alpine, encore mal datée, mais au moins plio-quaternaire, est caractérisée par une extension des zones internes orientée radialement à l'arc alpin occidental. En première analyse, elle marque une rupture avec la dynamique de simple poinçonnement vers l'ouest. Le poinçonnement semble malgré tout encore actif, puisque nous retrouvons, de part et d'autre de la zone en extension, des régions en compression, liées au poinçonnement.

Une seconde classe de modèles cinématiques met en jeu non seulement la *translation* de l'Apulie (poinçonnement) mais aussi sa *rotation* anti-horaire (Gidon, 1964 ; Ménard, 1988 ; Vialon *et al.*, 1989), qui permet d'expliquer les grands décrochements dextres jalonnant l'ensemble de l'arc alpin occidental (Ménard, 1988) et l'ensemble de la chaîne alpine sur sa bordure interne (ligne périadriatique ; Schmid *et al.*, 1989). La figure 5.2 présente trois modèles cinématiques pour les Alpes occidentales prenant en compte la composante en rotation des déplacements, d'après Gidon (1964), Ménard (1988) et Vialon *et al.* (1989). Ces mouvements en bordure du poinçon apulo-adriatique étaient jusqu'alors interprétés en terme de *décrochevauchements* (Ménard, 1988).

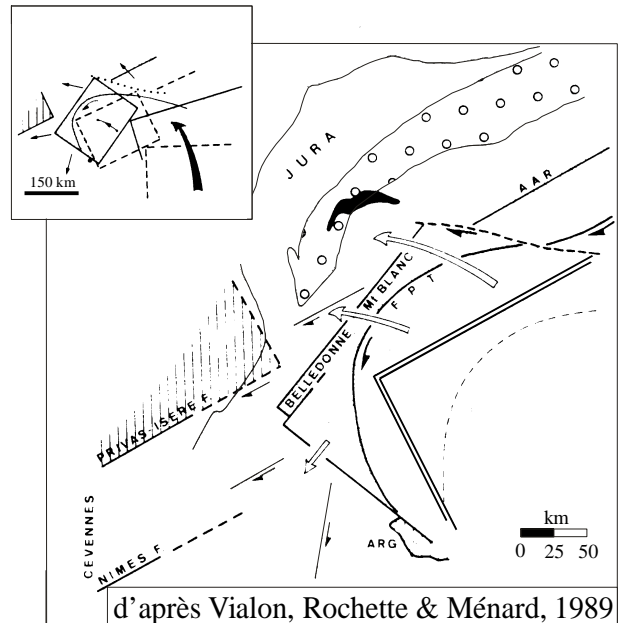
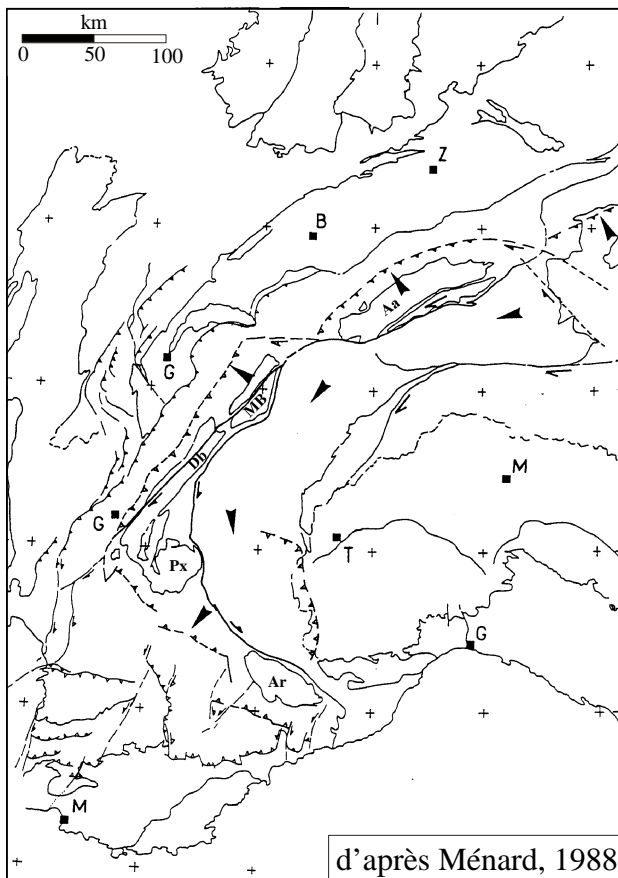
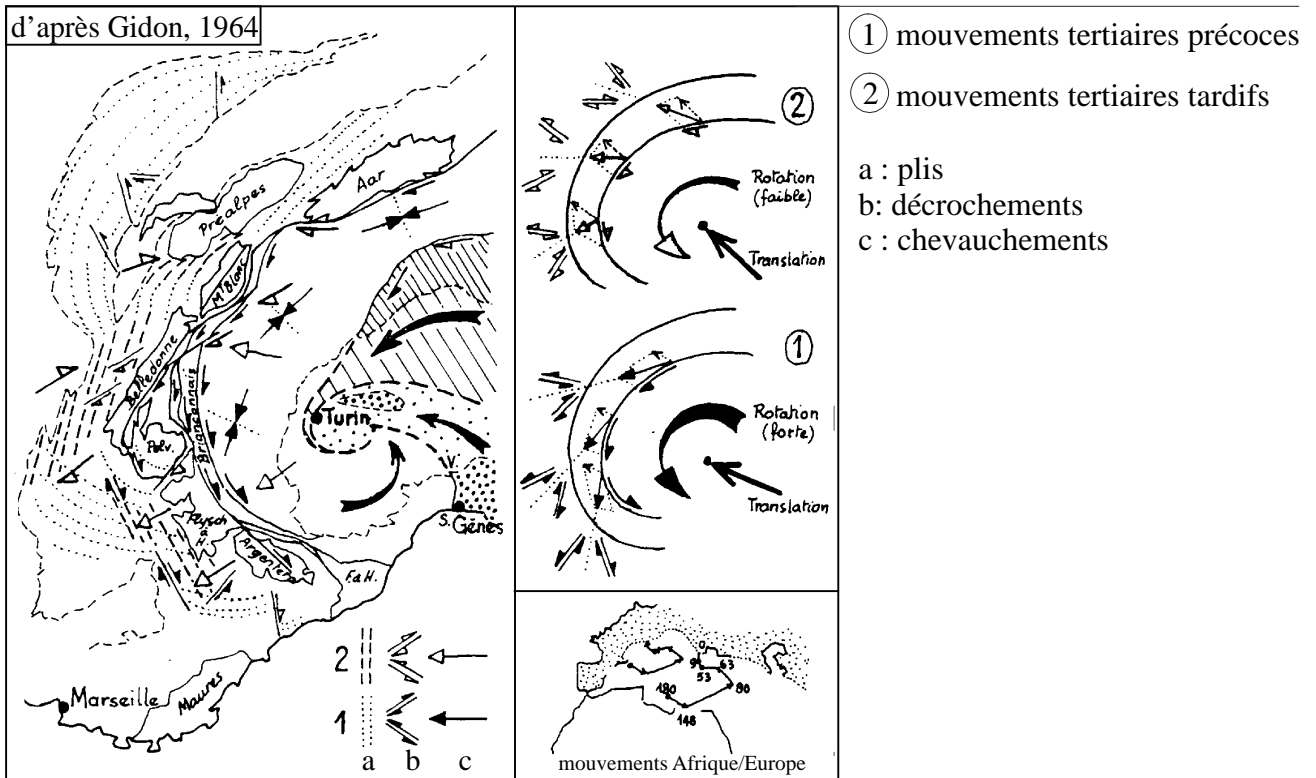
L'ampleur de cette rotation reste peu documentée. Néanmoins les déplacements associés pourraient être importants (Thomas *et al.*, 1998), à la faveur des décrochements dextres que l'on retrouve dans l'ensemble de l'arc alpin.

Le champ de déformation en rotation permet d'expliquer d'une part les décrochements importants dans les zones internes (ligne insubrienne, faille du Simplon, système de failles Durance-Serenne-Bersezio), d'autre part l'« échappement » vers la zone externe des failles décrochantes toujours dextres branchées sur les décrochements des zones internes tel que l'accident médian de Belledonne, le faisceau de failles du Parpaillon, la faille de l'Argentera (terminaison en « queue de cheval »).

Cette rotation anti-horaire toujours active du poinçon apulo-adriatique permet d'interpréter la part décrochante de la déformation que nous avons caractérisée, aussi bien d'un point de vue structural que sismotectonique ou géodésique.

Je propose un modèle cinématique pour l'arc alpin occidental intégrant (figure 5.3) :

- ☞ la progression du front alpin compressif vers l'extrados de l'arc, sous l'effet du poinçonnement apulo-adriatique ;
- ☞ les décrochements dextres dans l'ensemble de l'arc alpin occidental liés à la rotation du poinçon apulo-adriatique (décrochements) ;
- ☞ les déplacements vers l'intrados de l'arc dans les zones internes par rapport aux massifs cristallins externes (extension régionale en arrière du front pennique crustal).



Interactions entre translation et rotation des massifs cristallins externes à la bordure occidentale du poinçon apulo-adriatique.

Modèle cinématique actuel

Figure 5.2 - Quelques modèles cinématiques de l'arc alpin occidental prenant en compte la part rotationnelle des déplacements.

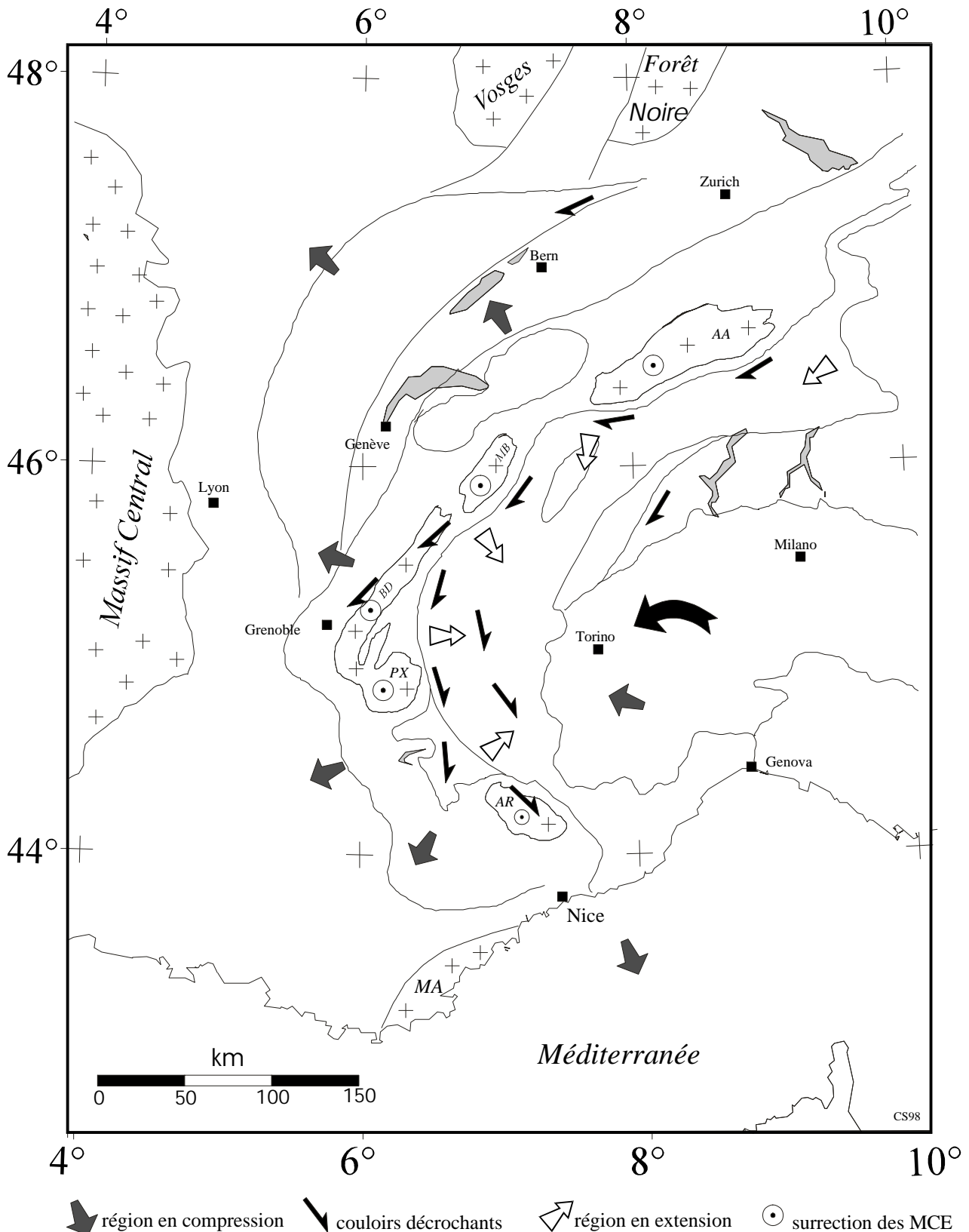


Figure 5.3 - Modèle cinématique tardi-alpin et actuel (- 10 Ma) pour l'arc alpin occidental. Le mouvement de translation et de rotation anti-horaire du poinçon apulo-adriatique relativement à l'Europe rend compte de la propagation centrifuge des déformations compressives (flèches en grisées) et des couloirs décrochants dextres longitudinaux à l'arc. En revanche, la composante extensive de la déformation des zones internes entraîne des déplacements vers l'est (relativement aux massifs cristallins externes, flèches blanches) qui ne peuvent être expliqués par un simple modèle de poinçonnement.

Ce modèle cinématique reprend les conclusions de Ménard (1988) en ce qui concerne les chevauchements en zone externe et la part des déplacements en rotation dans les zones internes (cf. figure 5.2), avec, en plus, la notion d'échappement de couloirs décrochants vers la zone externe dans les Alpes sud-occidentales.

En revanche, les données nouvelles que nous avons présentées dans ce mémoire font ressortir une extension sinon généralisée du moins particulièrement étendue dans l'ensemble des zones internes, entre les massifs de l'Argentera et de l'Aar qui n'avait jusqu'alors pas été décrite ni *a fortiori* intégrée dans les modèles cinématiques.

La limite de la zone en extension dans la branche nord de l'arc semble bien être le front pennique crustal lui-même. En revanche, entre Pelvoux et Argentera, nous avons montré que l'extension affecte le socle de la zone externe. Nous pouvons comparer la position structurale de l'ensellement entre Pelvoux et Argentera à celle de la région entre les massifs cristallins externes de l'Aar et du Mont Blanc – Aiguilles Rouges. Cette région est aussi sismique mais présente une déformation associée à un régime décrochant (Maurer *et al.*, 1997). Il est intéressant de constater que ces deux zones comprises dans des ensellements de socle entre des points hauts de l'axe des massifs cristallins externes sont actives d'un point de vue sismique, alors que les massifs cristallins externes sont eux-mêmes sinon asismiques, du moins peu actifs. Au nord, Maurer *et al.* (1997) ont montré que la limite entre les régimes extensifs (au sud) et décrochants (au nord) était la vallée du Rhône, *i.e.* peu ou prou le front pennique. Nous avons vu au contraire que le régime extensif traversait le front pennique crustal à la latitude des nappes de Flyschs de l'Embrunais-Ubaye. La limite occidentale de la déformation en extension se trouve donc, dans cette région particulière, en avant du front pennique crustal.

L'extension affecte la croûte supérieure des zones internes à la faveur du rejeu en faille normale du front pennique crustal et de la bordure ouest du corps d'Ivrée et entraîne le *déplacement vers l'est* (intrados de l'arc) des unités penniques *par rapport aux massifs cristallins externes*.

La surrection de ces derniers peut expliquer les mouvements en faille normale que nous avons observés le long du front pennique crustal. Par contre, ces mouvements verticaux différentiels ne permettent pas de rendre compte de l'ensemble de l'extension décrite en zone externe entre Pelvoux et Argentera et, plus à l'est, le long de l'arc sismique piémontais. L'extension des zones internes ne peut donc être vue comme un épiphénomène, annexe de la surrection des massifs cristallins externes.

L'extension radiale des zones internes affecte au total plus du quart de l'arc alpin occidental, sur 400 km de long et 50 à 80 km de large. C'est un élément cinématique majeur, au même titre que la compression radiale au front de la zone externe ou que les rotations réparties dans l'ensemble de l'arc.

Chapitre V.2 – Implications géodynamiques

1. Structures crustales et lithosphériques : un cadre géométrique

1.1. Structures crustales

Le programme de sismique profonde ECORS-CROP (ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989a ; Roure *et al.*, 1990 ; Roure *et al.*, 1996) a permis d'étudier la croûte des Alpes occidentales et a donné lieu à de nombreuses interprétations (Mugnier *et al.*, 1990 ; Nicolas *et al.*, 1990 ; Tardy *et al.*, 1990 ; Mugnier et Marthelot, 1991 ; Marchant, 1993 ; Mugnier *et al.*, 1993). La figure 5.4 reproduit trois d'entre elles, d'après Tardy *et al.* (1990) et Marchant (1993).

Je me baserai sur ces coupes pour replacer les résultats de l'analyse sismotectonique, en particulier des inversions, dans les volumes crustaux correspondants.

Les principaux résultats du programme ECORS-CROP sont :

- ☞ *La profondeur du Moho « européen »*, assez bien déterminée grâce aux expériences de sismique grand-angle (ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989a et 1989b ; Thouvenot *et al.*, 1990). De 35 km de profondeur sous l'avant-pays alpin et les massifs subalpins, il passe à 55 km sous les zones internes.
- ☞ L'existence, sous le briançonnais, d'une *écaille de manteau* adriatique chevauchant la « racine alpine » (ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989a et 1989b ; Thouvenot *et al.*, 1990 ; Bayer *et al.*, 1989, cf. aussi Ménard et Thouvenot, 1984).
- ☞ La géométrie du *corps d'Ivrée* précisée par Rey *et al.* (1990) confirme les hypothèses de Ménard et Thouvenot (1984). Le corps d'Ivrée est considéré comme une deuxième (ou troisième ?, Ménard, 1988) écaille de manteau et/ou de croûte inférieure.
- ☞ *L'épaississement crustal par écaillage* généralisé qui se fait aux dépens de la croûte supérieure en particulier sous les massifs cristallins externes, confirmant en cela les propositions de Ménard (1979, 1988).
- ☞ La géométrie du *front pennique* (au sens du front pennique crustal dans ce mémoire) en rampe et palier (Sénéchal, 1991 ; Sénéchal et Thouvenot, 1991 ; Mugnier *et al.*, 1993) avec une rampe de chevauchement d'une trentaine de degrés au revers du massif de Belledonne et une surface subhorizontale sous les zones internes.
- ☞ *Les chevauchements* au front des massifs cristallins externes (Belledonne à la latitude du profil ECORS-CROP) qui affectent la couverture (massifs subalpins) et le socle externe.
- ☞ *Les rétrochevauchements* à l'est du corps d'Ivrée, dans la croûte apulo-adriatique (inférieure et supérieure).

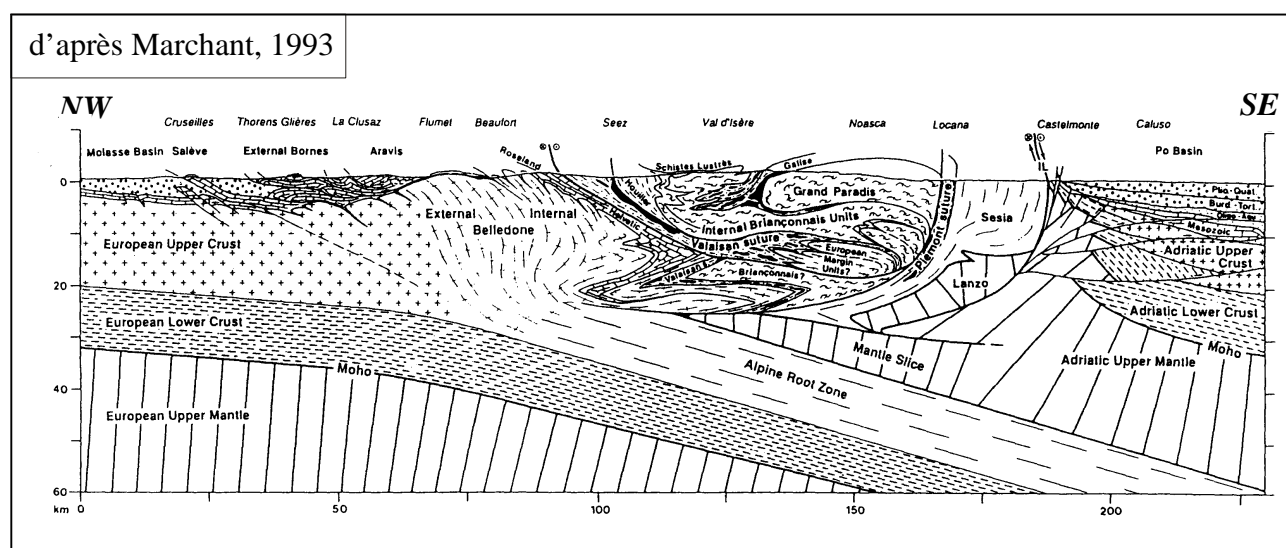
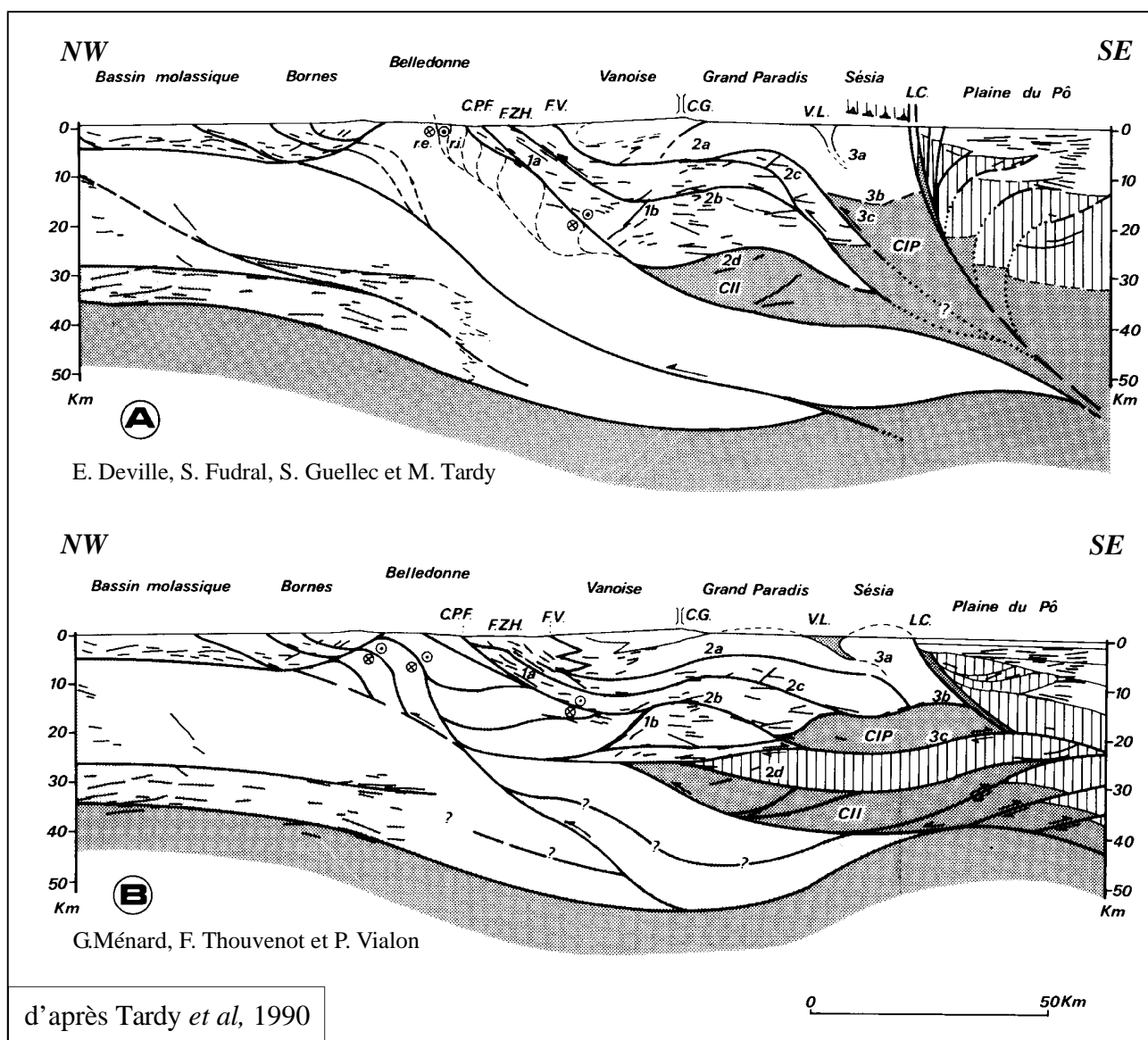


Figure 5.4 - Trois interprétations structurales du profil ECORS-CROP.

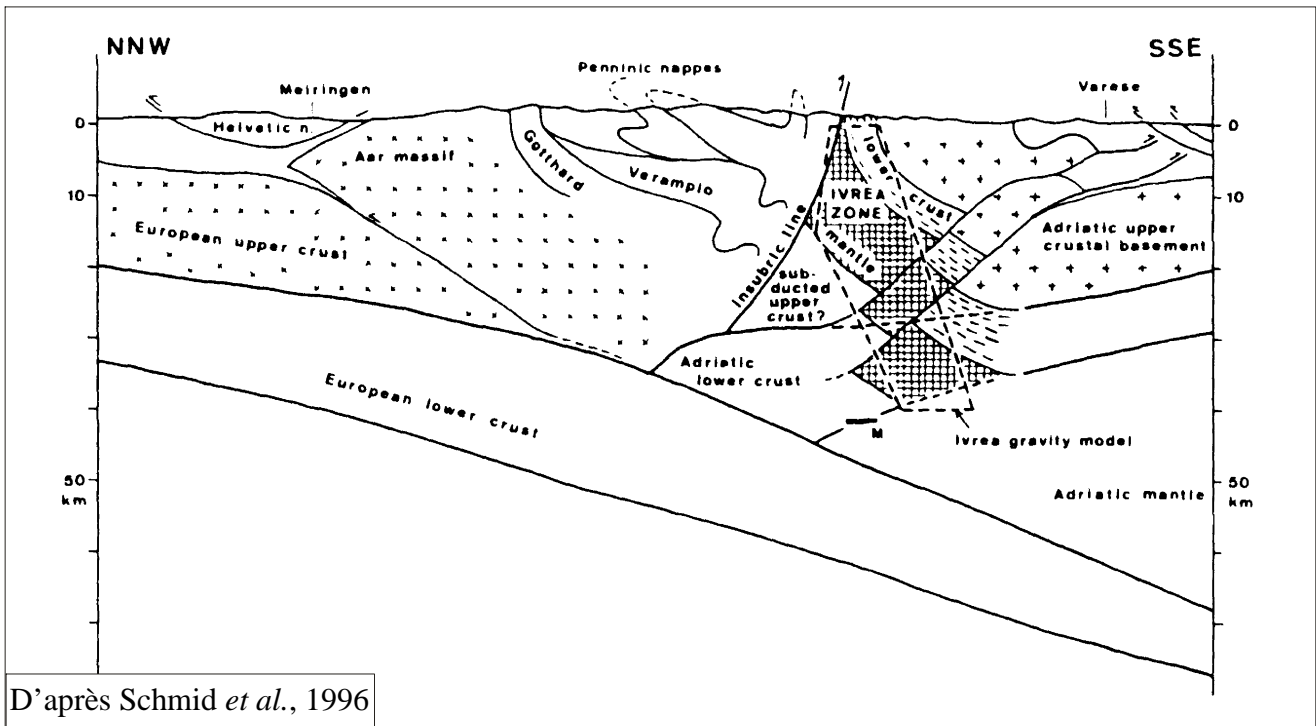
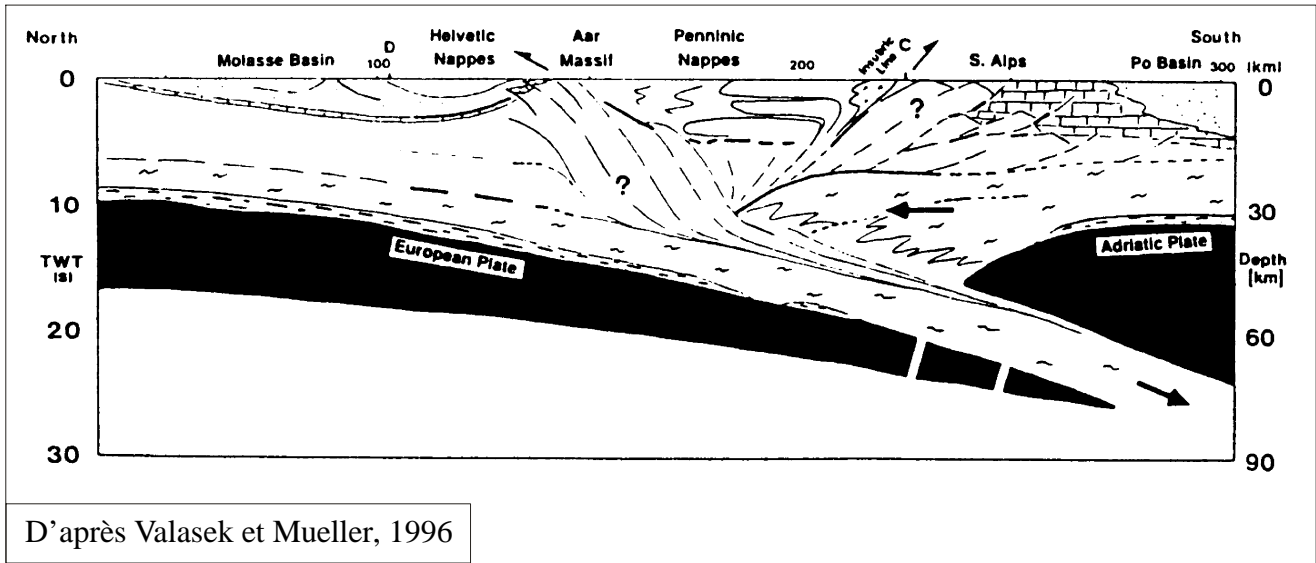


Figure 5.5 - Deux interprétations des profils sismiques profonds du programme NFP20, dans les Alpes suisses. Notez les similitudes avec les interprétations du profil ECORS-CROP présentées figure 5.4.

Malgré les progrès dans la connaissance de la croûte des Alpes occidentales associés au programme ECORS-CROP, la géométrie précise d'un certain nombre de structures reste mal contrainte :

- ☞ Géométrie et nombre (2 ou 3) des écaïlles de manteau sous les zones internes ;
- ☞ Géométrie précise du corps d'Ivrée, dont nous avons vu que la bordure occidentale jouait en extension (nombreuses solutions focales normales). Le pendage de cette discontinuité majeure dans la croûte alpine reste inconnu ;
- ☞ Branchement ou non du front pennique sur une écaïlle de manteau ;
- ☞ Relations entre la zone briançonnaise, les schistes lustrés et les massifs cristallins internes.

Le même type de structures se retrouve dans les Alpes suisses, le long des profils NFP20. Les interprétations structurales de ces profils (Schmid *et al.*, 1996 ; Pfifner *et al.*, 1997 ; Valasek et Mueller, 1997) font ressortir des structures crustales comparables aux structures dessinées le long du profil ECORS-CROP. La figure 5.5 présente deux coupes interprétatives de ces profils, d'après Schmid *et al.* (1996) et Valasek et Mueller (1996).

La chaîne alpine n'est pas cylindrique. Les structures profondes, en particulier les relations croûte supérieure – croûte inférieure – manteau, sont grossièrement les mêmes dans les Alpes centrales et dans la branche nord de l'arc occidental. Plus au sud, il n'y a pas de données disponibles, en particulier à la latitude de la zone cible. Nous sommes tentés de projeter le profil ECORS sur une transversale est-ouest passant par le Pelvoux. Plus au sud, c'est de plus en plus problématique à cause d'une courbure croissante de l'arc et d'un resserrement rapide des structures et des zones en surface. De plus, certaines structures profondes (écaïlle mantellique d'Ivrée) sont moins arquées, voire quasi rectilignes (cf. l'accident « sud-piémontais » chapitre III.3). Dans les Alpes sud-occidentales, il n'y a donc pas de cylindrisme en carte, ni en profondeur, ce qui rend assez prospective l'extrapolation des structures connues plus au nord.

1.2. La place de l'extension dans la croûte alpine

Sur la base de la coupe interprétée du profil ECORS-CROP, nous pouvons situer dans leur cadre structural profond les mouvements relatifs et les régimes de contraintes exposés précédemment. La figure 5.6 présente ainsi une coupe crustale très schématique tirée des interprétations du profil ECORS-CROP (cf. figure 3.59 pour la position du profil) d'après Tardy *et al.* (1990) et Marchant (1993).

D'un point de vue cinématique, j'ai replacé sur cette coupe le rejeu en extension du front pennique, la surrection des massifs cristallins externes et les décrochements dextres entre zone externe et zones internes, ainsi qu'entre zone piémontaise et zone austro-alpine (Sésia), en bordure de la plaine du Pô, suivant la ligne périadriatique (Schmid *et al.*, 1989).

Les régimes tectoniques au front des massifs cristallins externes, dans les zones internes et à l'aplomb de la plaine du Pô sont représentés par la projection des axes de contraintes calculés à partir des données sismotectoniques (représentés par les flèches convergentes ou divergentes ; cf. chapitre III.4, Sue *et al.*, 1998b, figure 6).

Les tenseurs calculés en avant et en arrière de Belledonne sont valables pour le volume rocheux recoupé par le profil ECORS-CROP (sismicité de part et d'autre et assez proche du profil, et cylindrisme local de la chaîne dans cette région ; cf. figure 3.60). Le tenseur calculé avec les

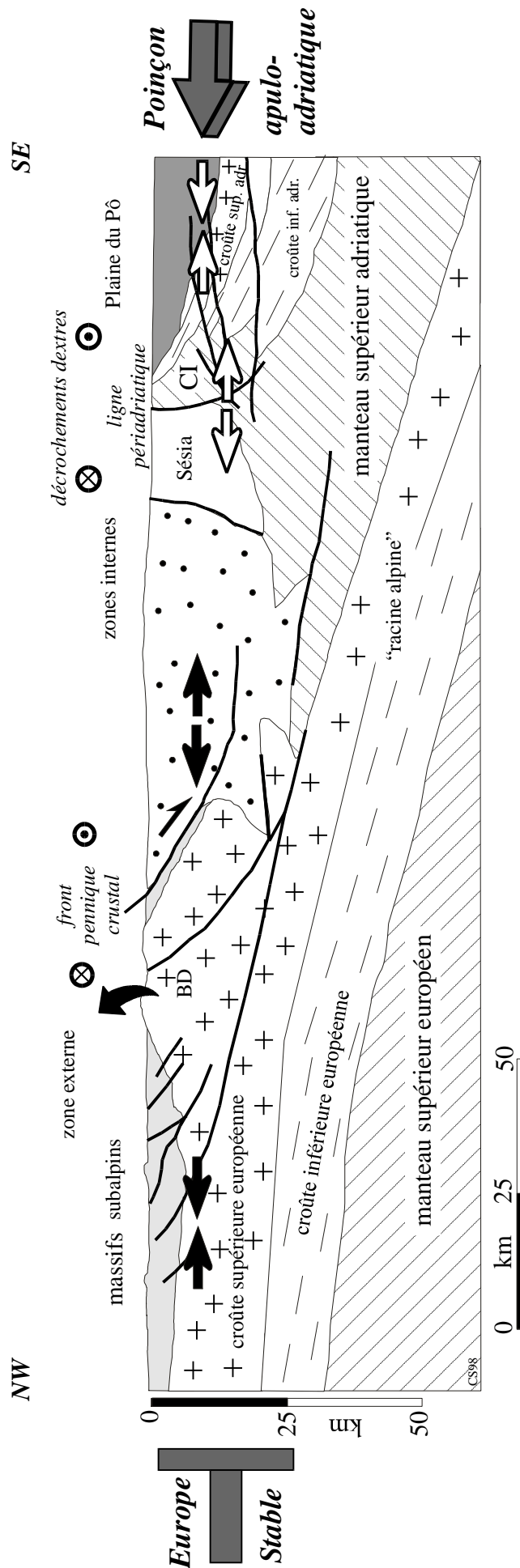


Figure 5.6 - Projection des éléments cinématiques et dynamiques présentés ou repris dans ce mémoire sur une coupe d'échelle crustale des Alpes occidentales (volontairement simplifiée) le long du profil ECORS-CROP (d'après Tardy *et al.*, 1990 et Marchant, 1993). Le profil ECORS-CROP ne permet pas d'imager la zone de la "racine alpine" qui est une interprétation (Marchant, 1993). L'extension affectant la bordure ouest du corps d'Ivrée (CI), ainsi que le régime compressif sous la plaine du Pô, au sud de cette coupe (*i.e.* en avant du plan de coupe) sont symbolisés par les flèches blanches. Cette figure montre que le régime tectonique extensif affecte l'ensemble de la croûte des zones internes.

solutions focales de l'arc sismique piémontais (domaine *P* ; cf. figure 3.59, et chapitre II.4, Sue *et al.*, 1998d, figures 2 et 6) ainsi que celui calculé par Eva *et al.* (1997) à l'est de Dora-Maira se placent une cinquantaine de kilomètres au sud du profil. Je les ai néanmoins représentés sur cette coupe de façon à souligner le contraste tectonique entre les zones internes et le reste de l'arc alpin occidental, plaine du Pô comprise. En particulier, à la latitude de l'arc sismique piémontais, du moins de sa partie sud, il n'y a pas d'équivalent à la zone de Sésia. De ce fait, j'ai replacé le tenseur en extension correspondant au domaine *P* à une quinzaine de kilomètres de profondeur contre la limite ouest du corps d'Ivrée. *Ces deux tenseurs doivent être vu comme étant en avant de la coupe et non pas comme une simple projection sur celle-ci des résultats obtenus 50 km au sud. Ils sont pour cela représentés par les flèches blanches.* Cette coupe illustre le fait que l'extension dans les zones internes, tout comme la compression au front des massifs cristallins externes, affecte l'ensemble de la croûte supérieure.

1.1. Structures lithosphériques

Nous avons vu rapidement ci-dessus les principales structures crustales connues dans les Alpes occidentales et centrales grâce aux profils sismiques profonds. Ce type d'investigation ne donne pas accès aux structures plus profondes concernant la lithosphère alpine et une éventuelle subduction européenne, proposée par Panza et Mueller (1979). Les profils ECORS-CROP et NFP20 montrent que les Alpes sont principalement constituées de croûte supérieure, écaillée et très raccourcie (en particulier dans les massifs cristallins externes). Il y a donc dans les Alpes un déficit de croûte inférieure et de manteau. Une subduction expliquerait ce déficit ; elle n'a cependant pas été imagée par les profils sismiques profonds. Quelques études tomographiques (résidus télésismiques) montrent uniquement un contraste de vitesse entre les lithosphères européenne (lente) et adriatique (rapide) (Cattaneo et Eva, 1990 ; Thouvenot, 1996). D'autres travaux, en particulier ceux mettant en œuvre les techniques de tracé de rais, montrent qu'une subduction vers l'est de la lithosphère européenne sous la lithosphère (figure 5.7) adriatique est une explication possible des fortes variations des résidus télésismiques (Spackman, 1990, Guyoton, 1991).

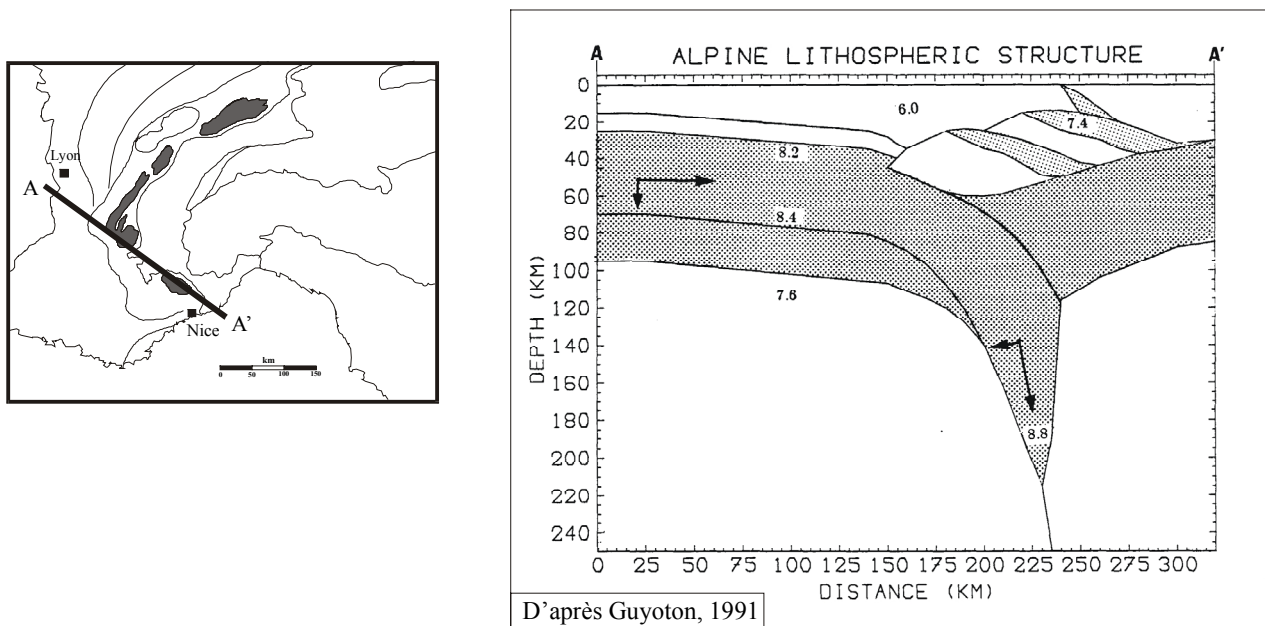


Figure 5.7 – Coupe lithosphérique entre la région de Lyon et la mer Ligurienne

La figure 5.8, d'après Kissling (1993), donne une idée des relations entre les plaques apulo-adriatique et européenne à l'échelle de la lithosphère. Même si les structures présentées sur ce bloc diagramme schématique ne sont que « probables », celui-ci permet de replacer la subduction potentielle de la lithosphère européenne sous l'arc alpin occidental (en noir, d'après Guyoton, 1991, cf. figure 5.7) dans le contexte géodynamique plus général de toute la chaîne alpine.

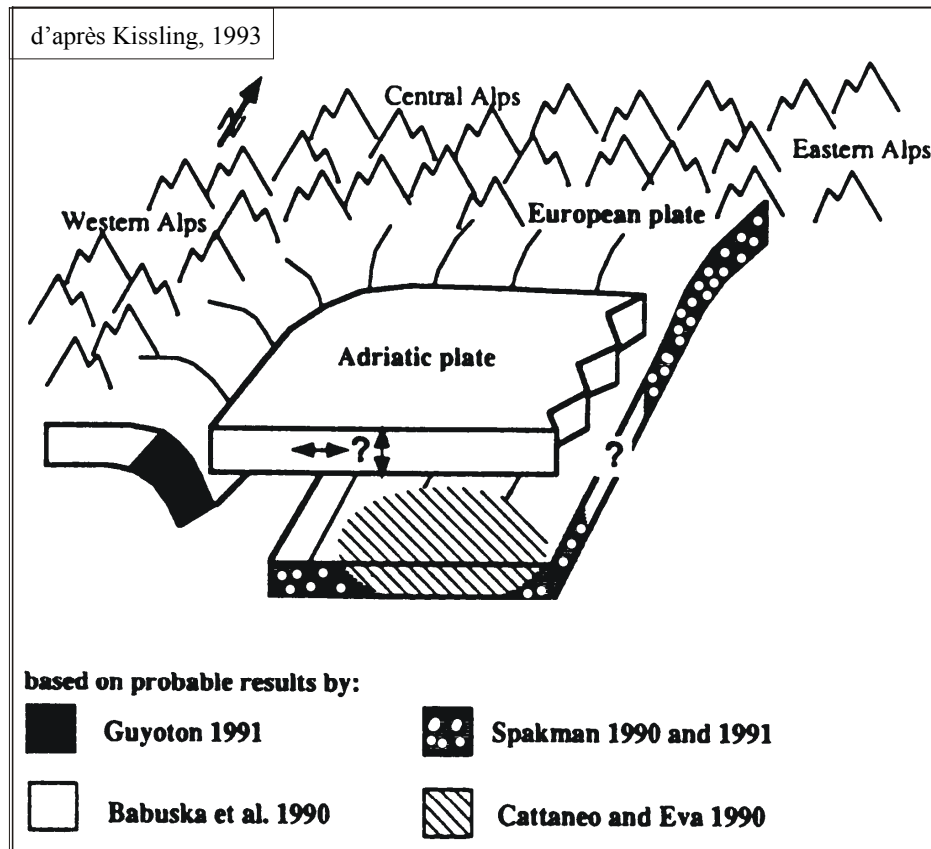
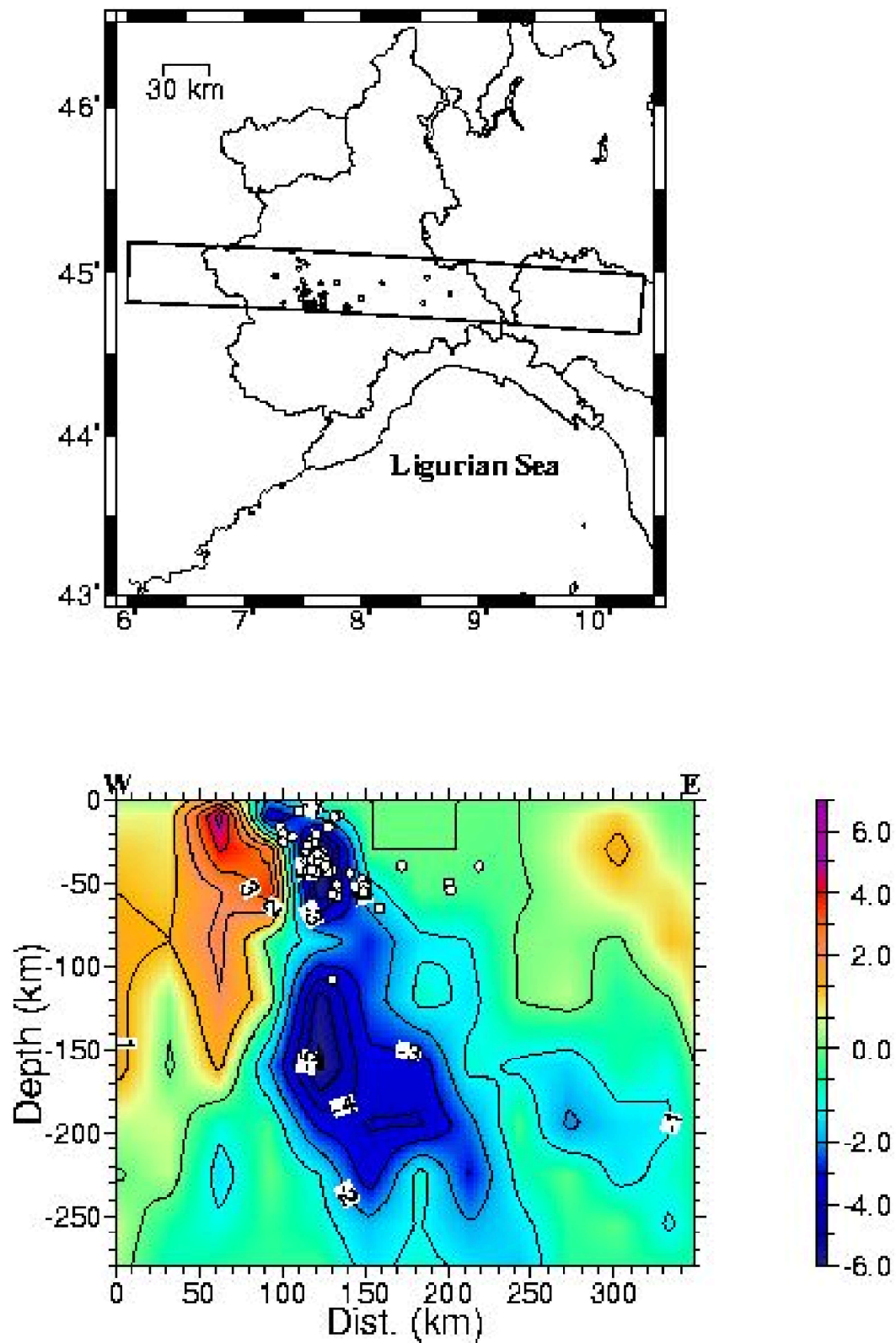


Figure 5.8 – Modèle de lithosphère alpine proposé par Kissling (1993) comme « hypothèse de travail ».

Enfin, les récents travaux de Spallarossa *et al.* (1998) ont fourni une image assez spectaculaire de la structure profonde des Alpes occidentales et de la plaine du Pô (reproduite figure 5.9), à partir d'une inversion non linéaire d'environ 8000 résidus télésismiques, en prenant pour point de départ le modèle IASP91.

Il convient de rester prudent sur les interprétations d'une telle image tomographique, en particulier sur la résolution et le niveau de détail significatif. Néanmoins, cette image montre d'importantes hétérogénéités latérales de vitesse. En particulier, il semble qu'un corps rapide (entre 100 et 230 km de profondeur) plonge sous la plaine du Pô. Cette anomalie se situe sous l'anomalie rapide du corps d'Ivrée (entre 0 et 50 km de profondeur, au niveau des séismes de l'arc sismique piémontais). L'anomalie rapide profonde pourrait être associée à un panneau lithosphérique plongeant vers l'est sous la plaine du Pô, même si son pendage apparaît particulièrement important.



2. Principaux modèles d'extension syn-convergence (figure 5.10)

Les phénomènes extensifs sont observés dans de nombreux orogènes : Tibet (e.g. Molnar et Tapponnier, 1975 et 1978 ; England et Houseman, 1989, Jolivet, 1995), Andes (e.g. Deverchère, 1988), « Basin and Range province » (Lister et Davis, 1989), chaîne hercynienne (e.g. Ménard et Molnar, 1988).

*Je présente dans ce paragraphe quelques modèles géodynamiques permettant d'expliquer l'extension accompagnant l'orogénèse en limite de plaques convergentes. Leurs pertinences respectives sont discutées dans le cadre alpin actuel. La figure 5.10 regroupe les schémas de chaque modèle discuté ci-dessous. Les indices **a,b,c,d,e,f,g,h,i** renvoient aux différents éléments de cette figure.*

2.1. Étalement de lithosphère surépaissie en contexte de convergence (**h**) ou non (**c**)

Le premier type de modèle mis en avant pour expliquer l'extension observée en contexte de convergence fait appel à un réajustement isostatique d'une *croûte continentale surépaissie* (Molnar et Lyon-Caen, 1988). Ce modèle a été invoqué en particulier pour expliquer l'extension qui affecte le plateau du Tibet (e.g. Molnar et Tapponnier, 1975). L'amincissement crustal se développe dans ce modèle à partir du moment où la contrainte horizontale due aux forces tectoniques (collision) devient inférieure à la contrainte verticale lithostatique (Molnar et Lyon-Caen, 1988).

Ce modèle permet d'expliquer l'extension post-orogénique dans le cas où l'extension surviendrait à l'arrêt ou au ralentissement de la convergence (figure 5.10 **c**), ainsi que l'extension syn-orogénique lorsque les forces lithostatiques deviennent suffisantes pour contrecarrer les forces tectoniques (Molnar et Lyon-Caen, 1988, figure 5.10 **h**). La résistance de la croûte implique un *épaississement limite* au delà duquel il y a étalement. L'équilibre dynamique est contrôlé par l'état thermique de la croûte et les forces aux limites. Toute diminution de la compression aux limites ou de la résistance de la croûte (réchauffement) entraînera ainsi un désépaississement. Cette dynamique s'observe lorsque l'on est en présence d'une croûte particulièrement épaisse (70 km dans le cas du Tibet), associée à une altitude moyenne de la zone assez importante (4000 à 5000 m). Il y a étalement latéral de la chaîne qui a tendance à accommoder le raccourcissement imposé aux limites par propagation latérale des chevauchements. Dans le cas du Tibet, les régions hautes sont caractérisées par une tectonique extensive alors que les régions basses sont le lieu d'une tectonique compressive (Molnard et Lyon-Caen, 1989 ; Jolivet, 1995).

Néanmoins, ce modèle est actuellement discuté pour le Tibet, où des modèles mettant en jeu des forces de volume dans la racine (modèles en « détachement » lithosphérique, voir ci-dessous) sont aussi invoqués (e.g. England et Houseman, 1989 ; Platt et England, 1994 ; cf. aussi Jolivet, 1995 ; Jolivet et Nataf, 1998).

Nous avons vu que l'arc alpin occidental était en contexte de convergence active avec une épaisseur de croûte sous les zones internes n'excédant pas 55 km. Par ailleurs, « l'axe haut » de l'arc alpin occidental est matérialisé par les massifs cristallins externes, en avant des zones internes affectées par l'extension, l'altitude moyenne de ces dernières, comprise entre 1500 et 2000 m, étant relativement faible.

- ⊗ L'extension des Alpes occidentales internes, au vu de ses caractéristiques, ne peut donc pas s'expliquer par le modèle d'étalement latéral.

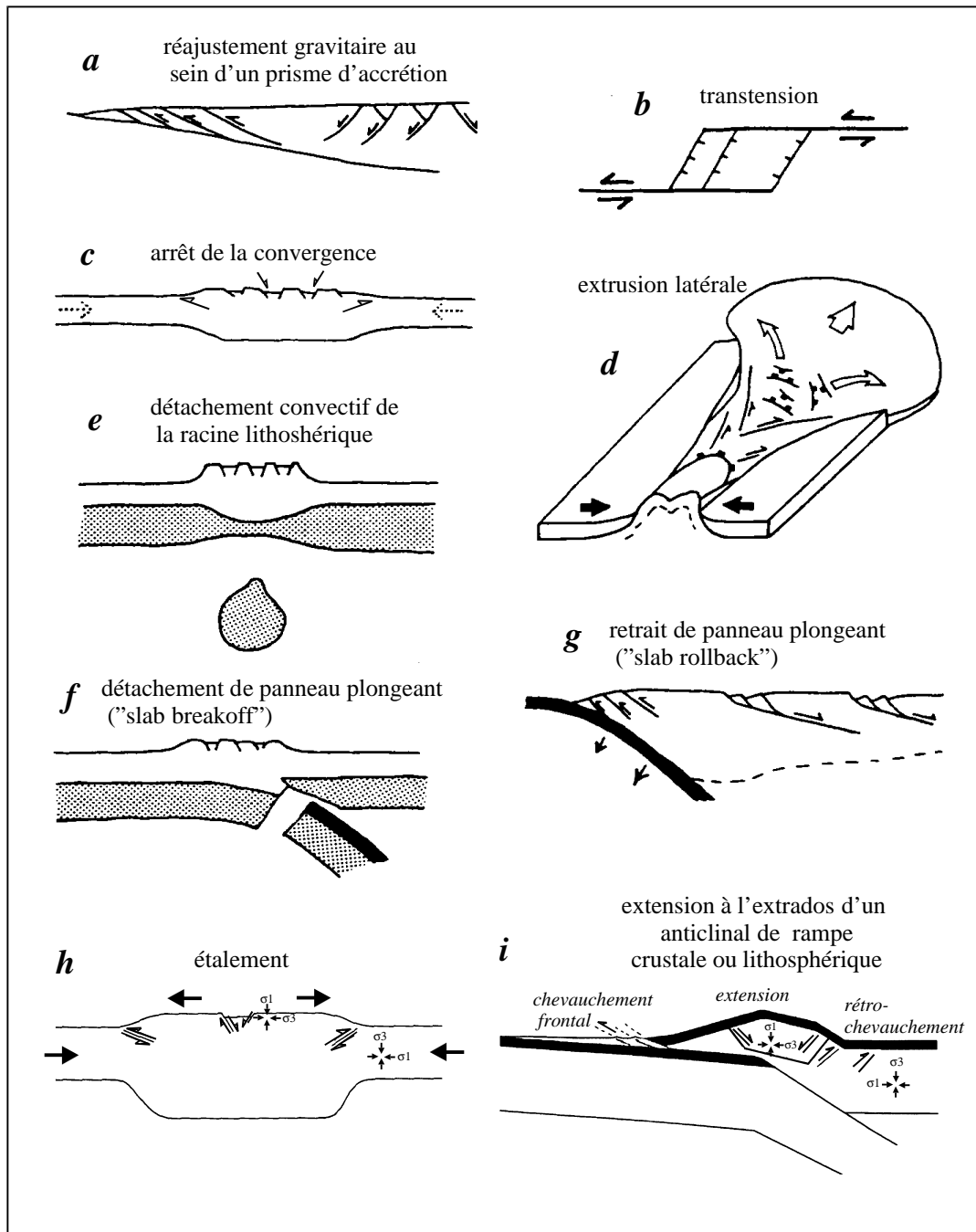


Figure 5.10 - Quelques modèles d'extension post- ou syn-orogénique.

Dessins d'après Molnar et Lyon-Caen (1988), Eva *et al.*, (1997), Froitzheim *et al.*, (1997).
 Modèles d'après : **a**, Platt (1986) ; **d**, Ratschbacher *et al.* (1991) ; **e**, Fleitout et Froidevaux (1982) ;
f, Blanckenburg et Davis (1996) ; **g**, Hetzel *et al.* (1995) ; **h**, Molnar et Lyon-Caen (1988) ;
i, Wilschko et Eastman (1983).

2.2. Réajustement gravitaire au sein d'un prisme d'accrétion (a)

Ce modèle proposé par Platt (1986) fait appel à la notion de stabilité d'un prisme d'accrétion. Au cours de son développement, l'angle et l'épaisseur du prisme augmente jusqu'à atteindre une configuration stable (pente critique ; *e.g.* Leturmy, 1997). Toute accumulation ultérieure de matériaux dans ce prisme va le déséquilibrer et entraîner un réajustement gravitaire (figure 5.10 *a*). Ce modèle, qui s'applique aussi aux prismes de collision, est une variante du modèle précédent, pour une géométrie crustale asymétrique. Il y a un équilibre dynamique contrôlant la croissance ou la décroissance du prisme entre les forces lithostatiques, les forces tectoniques et la friction à la base du prisme. Il suppose des altitudes supérieures à l'arrière du prisme par rapport à l'avant du prisme.

Si les zones internes de l'arc alpin occidental ont pu avoir une géométrie de type prisme d'accrétion (ou de collision) par le passé (*e.g.* prisme « convectif » d'Allemand et Lardeaux, 1996), leur géométrie *actuelle* en arrière des massifs cristallins externes élevés et en surrection active ne correspond pas à celle d'un prisme de collision. S'il y a un prisme de collision dans les Alpes, il est en zone externe (chevauchement à la base des massifs cristallins externes). La ligne de crête des Alpes occidentales suit les massifs cristallins externes, en avant des zones internes, qui représentent une zone déprimée en arrière du prisme potentiel.

Par ailleurs, le régime extensif dans ce modèle s'accompagne d'un régime compressif (chevauchement) à la base du prisme. Or, nous n'avons pas observé de changement de régime sismotectonique (extensif/compressif) avec la profondeur (cf. chapitre III.2 et III.3).

- ☹ Le modèle de réajustement gravitaire au sein d'un prisme de collision ne peut donc pas expliquer l'extension récente qui affecte les zones internes.

2.3. Passage sur une rampe profonde (i)

Dans ce modèle, l'extension est localisée à l'extrados d'un anticlinal lui même développé à l'échelle crustale ou lithosphérique par le passage sur une rampe profonde. L'extension n'est alors qu'une conséquence locale d'un processus de chevauchement/plissement (Wilschko et Eastman, 1983). Ce modèle a été proposé par Eva *et al.* (1997) (figure 5.10 *i*) pour expliquer le contraste des régimes de contraintes extensif des Alpes sud-occidentales internes (région de l'Ubaye - d'après Fréchet et Pavoni, 1978 - et arc sismique piémontais confondus) et compressif à l'aplomb de la plaine du Pô. Nous avons montré que l'extension (sismogène) affecte en fait un volume très important dans les zones internes, puisqu'elle s'étend de l'arrière de Dora Maira jusqu'au sud-est du massif de l'Aar et concerne les 15 à 20 premiers kilomètres de la croûte. A cette échelle, l'extension à l'extrados supposerait une rampe crustale de très grande ampleur. Une telle structure n'a pas été reconnue à travers les profils sismiques profonds.

De plus, ce modèle implique une extension développée à l'extrados de l'anticlinal de rampe, *i.e.* dans les zones élevées de la chaîne. Or nous avons vu que les zones internes ne sont pas particulièrement élevées par rapport aux massifs cristallins externes. Enfin, ce modèle, comme le précédent, associe l'extension à l'extrados (superficielle) avec un régime compressif en profondeur, sur la rampe de chevauchement, ce que nous n'avons pas observé.

- ☹ Le modèle d'extension syn-orogénique associée au passage sur une rampe de chevauchement est donc lui aussi inapte à expliquer correctement l'ensemble de l'extension observée dans la croûte supérieure des zones internes de l'arc alpin occidental.

2.4. Extrusion latérale (d)

Le modèle d'extrusion latérale correspond à l'échappement d'un bloc latéralement par rapport à un poinçon rigide. Ce modèle est invoqué par exemple pour expliquer la déformation à l'est du Tibet (Jolivet, 1995) ou le mouvement vers l'ouest de l'Anatolie (Le Pichon *et al.* 1994).

L'extrusion de la partie orientale des Alpes sous l'effet du poinçonnement apulo-adriatique (Tapponnier, 1977) s'effectue vers l'est, où le bassin arrière-arc pannonien représente une bordure libre. Cette extrusion permet de rendre compte de l'extension observée le long de la faille du Brenner. L'extension est alors associée à de grands décrochements (visibles sur le MNT de la figure 1.1) qui bordent au nord (faille de l'Ennstal, sénestre) et au sud (faille du Gailtal, dextre) le bloc extrudé vers l'est (cf. §4 ci-dessous).

Un tel modèle géodynamique implique l'existence d'une *bordure libre* vers laquelle s'échappe le bloc extrudé (bassin pannonien pour les Alpes orientales). Par ailleurs, de grands décrochements de sens *contraire* et *divergent* doivent border ce bloc (décrochements sénestres au nord et dextres au sud du bloc extrudé dans les Alpes orientales).

Dans les Alpes occidentales, un dispositif symétrique pourrait expliquer l'extension des zones internes (Madeddu, 1997). Y a-t-il extrusion latérale du cœur de l'arc alpin occidental, sous l'effet du poinçonnement apulo-adriatique, vers la mer Ligure, seul bassin pouvant jouer le rôle de bordure libre ? Plusieurs caractéristiques géométriques et cinématiques amènent à réfuter une telle hypothèse :

☞ Absence de bordure libre

L'arc des Alpes occidentales s'accentue au sud de l'Argentera et s'oriente selon une direction globalement est-ouest, jusque dans la région de Gênes (limite Alpes/Apennins). Nous avons vu que la tectonique de la mer Ligure était en compression (chapitre III.4 ; Bethoux *et al.*, 1988, Bethoux *et al.*, 1992). Elle ne peut donc pas être considérée comme une bordure libre au sud de l'arc alpin occidental.

☞ Convergence et similitude des décrochements

Les décrochements dans les zones internes sont tous dextres, le long du front pennique crustal et de la ligne insubrienne. Ils ont de plus tendance à refermer la zone en extension au sud : les arcs sismiques briançonnais et piémontais convergent au revers de l'Argentera. Au sud de l'Argentera, les solutions focales sont plutôt compressives (Madeddu *et al.*, 1996) ce qui montre effectivement que la zone en extension est limitée au nord de l'Argentera.

Les décrochements *dextres* s'expliquent par la rotation anti-horaire de l'Apulie et d'une partie de l'arc alpin occidental, accompagnée par un mouvement d'ensemble vers le sud, et non pas par une extrusion latérale des zones internes sous l'effet du poinçonnement apulo-adriatique.

- ☹ Un modèle géodynamique impliquant une extrusion latérale des Alpes occidentales au sud du poinçon apulo-adriatique ne peut donc pas expliquer convenablement l'extension globale des zones internes de l'arc alpin occidental.

2.5. *Transtension (b)*

L'ensemble de l'arc alpin occidental est impliqué dans un système décrochant dextre à grande échelle, lié à la rotation anti-horaire de l'Apulie (cf. figures 5.2 et 5.3). Les grands accidents décrochants associés sont :

- ☞ la ligne périadriatique (Schmid *et al.*, 1989) (en transpression) ;
- ☞ l'accident médian de Belledonne (en transpression) ;
- ☞ les failles du Simplon et du Rhône (en transtension) ;
- ☞ l'enchaînement des failles « Durance-Serenne-Bersezio » (en transtension) sur lequel se branchent le faisceau de failles du Parpaillon et la faille de l'Argentera.

La tectonique récente de l'arc alpin était jusqu'à présent reconnue comme globalement décrochevauchante - ou *transpressive* – (Ménard, 1988). Au sein de ce système transpressif, les phénomènes d'extension observés pour le Néogène dans la région de la faille du Simplon ont été attribué à un régime tectonique localement transtensif (figure 5.10 *b*), favorisé dans cette zone par l'incurvation des discontinuités majeures de l'arc alpin immédiatement au sud de l'Aar (Hubbard et Mancktelow, 1992 ; Cannic, 1996).

Ce modèle de « quasi » pull-apart relié à la part décrochante de la déformation de l'arc alpin a aussi été proposé par Maurer *et al.* (1997) pour expliquer l'extension active que ces auteurs ont observée au sud du Rhône, *i.e.* dans la région des failles du Simplon et du Rhône. Maurer *et al.* (1997) mettent en avant le contraste entre les régimes de contraintes au nord (décrochant) et au sud (extensif) du Rhône (cf. chapitre III.4, Sue *et al.*, 1998d, figure 6), ce qui suggère un lien local entre décrochement et extension.

Cette explication n'est valable que localement (faille du Simplon), et ne peut être invoquée pour rendre compte de l'ensemble de l'extension que nous avons étudiée dans ce mémoire. En effet, les phénomènes transtensifs sont tributaires de la géométrie des accidents décrochants par rapport à celle de l'arc alpin. Dans un tel modèle, les zones situées au nord du Mont-Blanc, au nord du Pelvoux et surtout au nord de l'Argentera devraient subir une tectonique compressive. Or, nous avons montré que l'ensemble des zones internes entre l'Aar et l'Argentera est en extension.

Le cas particulier de l'Ubaye est très démonstratif. Dans une logique de rotation anti-horaire impliquant des zones en relais transtensifs dans un système globalement compressif, cette région devrait être en compression. En effet, sa position structurale, au nord de l'Argentera est symétrique (par rapport à un axe est-ouest) de celle de la région en extension au sud de l'Aar. Pourtant, cette région est reconnue comme étant en extension active depuis les travaux de Fréchet (1978) et Fréchet et Pavoni (1979).

- ☺ La logique de *rotation* entraînant des phénomènes *transtensifs* et l'ouverture de zones en relais (« pull-apart ») permet d'expliquer *une part de l'extension* observée dans les zones internes.
- ☹ Par contre, ce modèle géodynamique s'avère insuffisant pour rendre compte de la *globalité* du régime tectonique extensif des zones internes de l'arc alpin occidental.

2.6. *Retrait de panneau plongeant (g)*

Ce type de modèle géodynamique met en jeu le retrait (ou « recul ») d'un panneau lithosphérique plongeant ou « slab rollback » (figure 5.10 *g*, d'après Hetzel *et al.*, 1995) dans une

zone en convergence. Ce processus est avant tout invoqué pour expliquer l'extension arrière-arc (Jolivet, 1995) et met en jeu le retrait d'un panneau de *lithosphère océanique* subduit qui entraîne le front de la plaque chevauchante par des forces de « succion » (Forsyth et Uyeda, 1975, Flower, 1990 ; Shemenda, 1994 ; Shemenda *et al.*, 1996). La plaque chevauchante s'amincit en arrière de la zone frontale qui reste au contact de la plaque subduite.

Ce modèle implique une subduction spontanée (« libre ») du panneau plongeant sous son propre poids, et non une subduction forcée par les mouvements de plaques aux limites. Il permet entre autres d'expliquer l'extension des Apennins et de la mer Tyrrhénienne (*e.g.* Kastens et Mascle, 1990 ; Faccenna *et al.*, 1996).

Pour appliquer ce type de modèle à la subduction d'une lithosphère continentale à un stade de collision avancé et non plus à la subduction d'une lithosphère océanique en contexte de marge active, il faut que le panneau plongeant de lithosphère soit suffisamment dense pour subduire de façon libre. Nous verrons plus loin (§3.1) qu'une subduction spontanée de lithosphère continentale dans un tel contexte peut être envisagée dans le cas d'un amincissement préalable suffisant (ancienne marge passive) et/ou d'une délamination crustale (subduction de la seule croûte inférieure, solidaire du manteau).

Les figures 5.7 et 5.9 montrent une structure qui serait *compatible* avec un « panneau plongeant » dans les 200 premiers kilomètres sous les Alpes occidentales.

- ☺ Un modèle géodynamique impliquant le retrait vers l'ouest d'un panneau de lithosphère continentale en subduction libre sous l'arc alpin occidental pourrait donc expliquer globalement le régime extensif observé dans l'ensemble des zones internes.

2.7. *Détachement de racine lithosphérique (e) ou de panneau plongeant (f)*

Ce type de modèle explique les phénomènes d'extension syn-orogénique par le détachement d'une partie de la lithosphère soit par rupture d'un panneau plongeant sous la chaîne ou « *slab breakoff* » (Blanckenburg et Davis, 1995 ; figure 5.10 *f* ; Davies et Blanckenburg, 1995), soit par détachement convectif de sa racine lithosphérique (Fleitout et Froidevaux, 1982 ; figure 5.10 *e*), les deux formalismes n'étant pas antagonistes.

Le détachement de racine lithosphérique entraîne une arrivée de matériel asthénosphérique (chaud) à la place de la racine lithosphérique (froide et dense) sous la croûte épaissie. La première conséquence est un soulèvement rapide de la chaîne par réajustement isostatique entraînant une augmentation des forces de volume. Ensuite, un réajustement thermique progressif entraîne un affaiblissement de la croûte, donc une moindre résistance aux forces de volume. Ces deux phénomènes expliquent l'extension par étalement en bordure du relief élevé (modèle évoqué plus haut), sans changement dans les forces aux limites.

Le modèle de détachement convectif de racine lithosphérique a été proposé dans le cadre du Tibet par England et Houseman (1989), Platt et England (1994) et Andersen *et al.* (1991) pour la chaîne calédonienne norvégienne. Le détachement de panneau plongeant a été proposé par Lyon-Caen et Molnar (1988) pour expliquer la surrection des Alpes en général et du bassin molassique en particulier depuis le Miocène (*cf.* §3.1 ci-dessous), ainsi que par Marchant et Stampfli (1997). La principale différence entre ces deux modèles concerne les géométries crustale et lithosphérique de la région concernée. Le cas où la racine lithosphérique est symétrique (plateau tibétain) est associé au modèle de détachement convectif *symétrique* d'une partie de cette racine. Le cas où la racine lithosphérique a une géométrie asymétrique liée à une subduction est associé au modèle de détachement de panneau plongeant.

La croûte alpine a une structure asymétrique, avec une vergence vers l'ouest des principaux chevauchements (figure 5.4). Les données concernant la lithosphère sous la chaîne alpine, du moins sous les Alpes occidentales, sont compatibles avec une structure de type « panneau plongeant » vers l'est (figures 5.7, 5.8 et 5.9).

Le problème majeur pour appliquer ce modèle aux Alpes occidentales est l'absence de relief important (type Tibet). Néanmoins, cela n'exclut pas une surrection rapide de la chaîne :

- ☞ surrection néogène et actuelle des massifs cristallins externes (Fourniquet, 1977 ; Ménard, 1988 ; Seward et Mancktelow, 1994) ;
- ☞ surrection rapide fini-tertiaire du bassin molassique (Lyon-Caen et Molnar, 1989).

L'altitude relativement peu élevée des Alpes occidentales ne permet donc pas de rejeter le modèle de détachement de racine lithosphérique, ce dernier pouvant être relativement *récent*.

Dans cette hypothèse, l'extension généralisée des zones internes ne serait pas la conséquence directe d'un réajustement isostatique sous l'effet combiné d'une altitude élevée et d'une croûte affaiblie par un réchauffement (étalement). Elle serait due à la réactivation en extension des discontinuités crustales héritées de la collision alpine (front pennique crustal et bordure ouest du corps d'Ivrée) sous l'effet de la surrection générale de la chaîne. Le découplage entre les zones internes en extension et d'une part la zone externe à l'ouest, d'autre part la plaine du Pô à l'est, serait favorisé par la réactivation rapide de ces discontinuités.

Le détachement d'un panneau de lithosphère européenne plongeant sous la lithosphère adriatique, même s'il n'est pas clairement imagé, pourrait donc s'appliquer aux Alpes occidentales. Une connaissance plus précise du flux thermique actuel permettrait de renforcer ou d'infirmer cette hypothèse.

- ☺ Le détachement d'un panneau lithosphérique plongeant sous l'arc alpin occidental pourrait expliquer l'extension à grande échelle observée dans les zones internes.

3. Esquisse d'un modèle géodynamique pour l'arc alpin actuel

3.1. Dynamique lithosphérique : forces aux limites *versus* forces de volume

De cette analyse de différents modèles d'extension syn-convergence, il apparaît que le régime tectonique contrasté de l'arc alpin occidental ne peut s'expliquer qu'en faisant appel à des forces de volume au sein de la lithosphère alpine (« racine alpine »). Nous avons retenu les deux modèles mettant en jeu la dynamique d'un panneau de lithosphère européenne subduit sous la plaque adriatique. La figure 5.11 illustre ces deux modèles géodynamiques *qui s'excluent l'un l'autre*.

Le premier modèle (A sur la figure 5.11) implique le retrait d'un panneau lithosphérique plongeant sous la plaque adriatique. Dans ce schéma, les massifs cristallins externes jouent le rôle du bloc « collé » contre la plaque en retrait par des forces de succion. Pour que s'ensuive une extension en arrière des massifs cristallins externes, il faut que la subduction continentale (qui a pu être importante au cours de l'histoire alpine, Ménard *et al.*, 1991) s'effectue sous le propre poids du panneau plongeant (« subduction libre ») et non pas sous l'effet direct de la convergence et de la collision (« subduction forcée »).

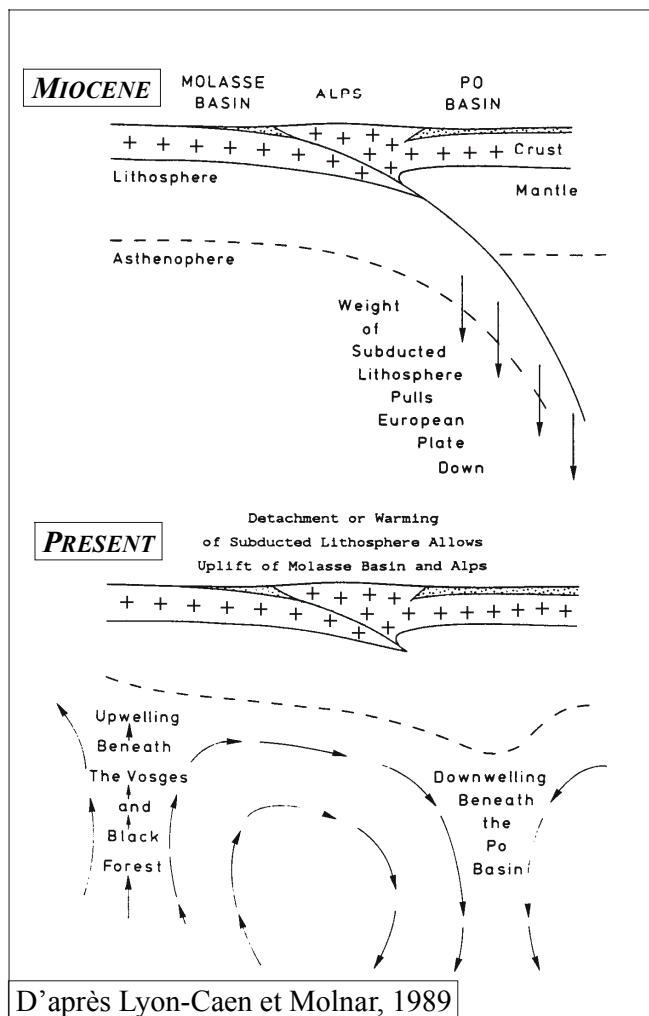
Le panneau plongeant fait partie de la marge européenne de la Téthys ligure. Plusieurs processus peuvent expliquer que cette lithosphère continentale soit suffisamment dense pour subduire de manière spontanée :

- ☞ Un *amincissement* suffisant lors du rifting jurassique
- ☞ Un *sous-plaquage magmatique* syn-rift (la partie inférieure de la croûte étant alors enrichie en matériaux basiques denses)

Par ailleurs, cette subduction serait favorisée par une *délamination* crustale de la lithosphère européenne au front d'un poinçon mantellique. Dans ce cas, la croûte inférieure, dense, serait subduite avec le manteau lithosphérique, la croûte supérieure restant en surface.

Ces deux paramètres expliqueraient une subduction libre de la lithosphère européenne densifiée par son amincissement et sa basification et/ou par la désolidarisation de sa croûte supérieure. Une telle subduction continentale spontanée pourrait alors expliquer l'extension de l'ensemble des zones internes par un phénomène de retrait de panneau plongeant (« slab rollback »).

Le second modèle met en jeu le détachement d'un panneau lithosphérique (« slab breakoff ») sous la racine alpine (cas B de la figure 5.11). Ce détachement *asymétrique*, en déséquilibrant la racine lithosphérique permet d'expliquer la surrection des zones externes en général et des massifs cristallins externes en particulier en même temps que la tectonique extensive dans les zones internes, en arrière de la zone en surrection.



L'extension s'explique par la remobilisation en extension des principales discontinuités crustales de l'arc alpin, considérées comme des surfaces de découplage préférentielles (front pennique crustal et corps d'Ivrée), en réponse à la surrection générale de la chaîne.

Ce modèle géodynamique a déjà été avancé par Lyon-Caen et Molnar (1989, figure 5.12) à partir de l'analyse des anomalies gravimétriques dans les Alpes et dans les régions environnantes. Il permet d'expliquer la surrection du bassin molassique et des Alpes externes depuis la fin du Cénozoïque. Un modèle de flexure de plaque élastique ne peut pas rendre compte correctement des mêmes observations (Lyon-Caen et Molnar, 1989).

Figure 5.12 - Dynamique lithosphérique sous les Alpes

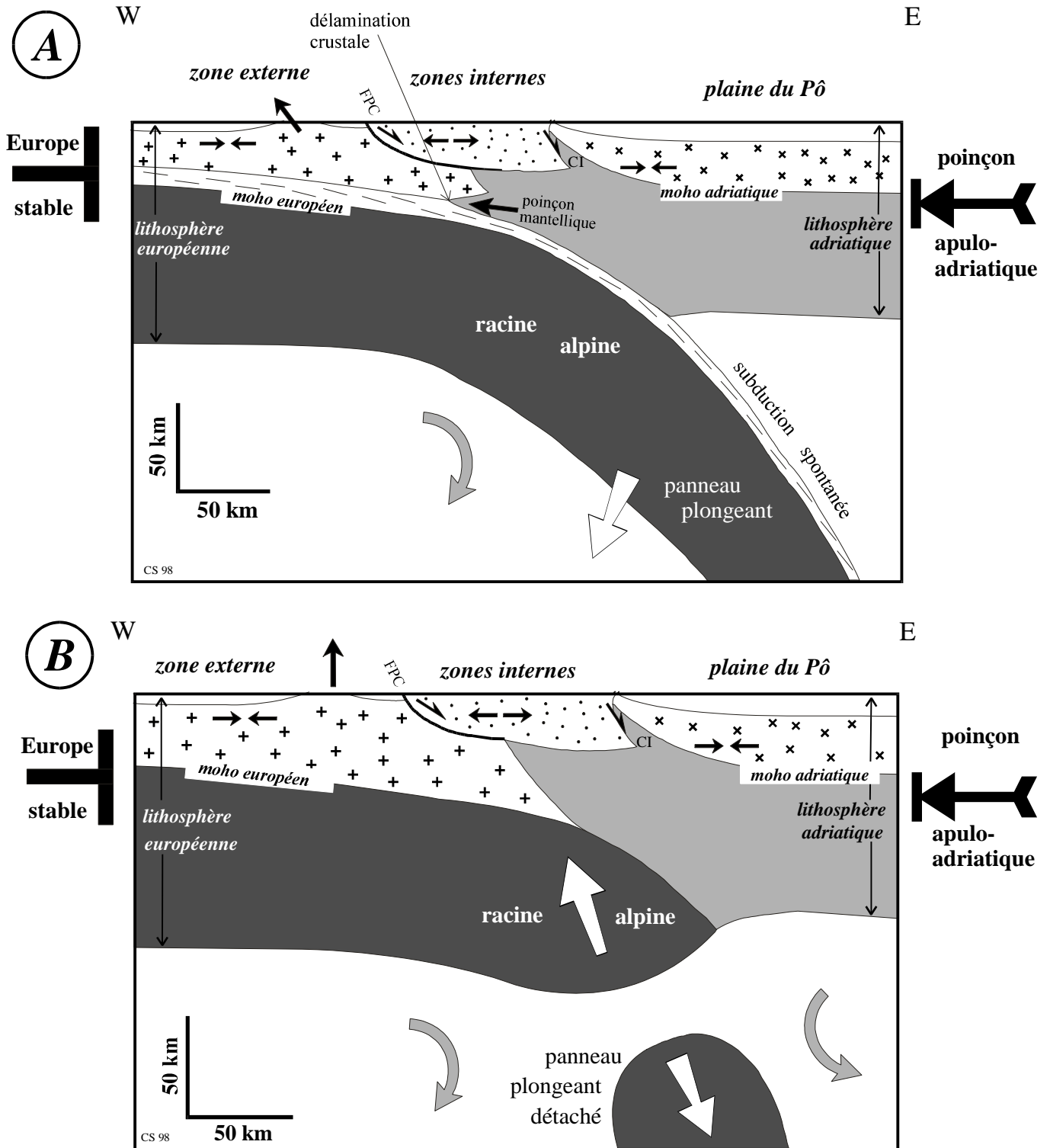


Figure 5.11 - Deux modèles de dynamique lithosphérique impliquant des forces de volume au sein de la racine alpine pour expliquer le régime tectonique extensif actuel des zones internes de l'arc alpin occidental.

En A : retrait d'un panneau plongeant sous la lithosphère adriatique (modèle de type "slab rollback").

En B : détachement d'un panneau plongeant sous la racine alpine (modèle de type "slab breakoff").

- ⊗ croûte adriatique
- ⊕ croûte supérieure européenne
- ▨ croûte inférieure européenne
- ⋯ unités internes
- manteau

CI : corps d'Ivrée

FPC : front pennique crustal

Il est somme toute difficile de discriminer ces deux modèles :

- ☞ Ils rendent compte tous deux de l'extension des zones internes.
- ☞ La surrection de la zone externe peut s'expliquer par un réajustement isostatique dû au détachement d'un panneau lithosphérique.
- ☞ La compression au front des massifs cristallins externes, ainsi que leur surrection peut aussi s'expliquer par une dérive vers l'ouest de ces massifs, associée au passage sur une rampe crustale et contrôlée par le retrait d'un panneau plongeant.
- ☞ Le détachement d'un panneau lithosphérique est compatible avec les données gravimétriques. Par contre l'altitude modérée de la chaîne implique un détachement récent. Ce modèle est lié par ailleurs à un flux thermique important.
- ☞ Le retrait de panneau plongeant explique plus aisément une extension syn-convergence dans une chaîne peu élevée. Par contre, une subduction continentale actuelle semble incompatible avec un modèle de plaque élastique.
- ☞ Il n'existe pas d'image précise de la structure lithosphérique des Alpes occidentales. Les résultats de tomographie télésismique et de tracé de rais semblent montrer un panneau plongeant. Peu contraints, ils sont néanmoins compatibles avec les deux modèles proposés.

En tout état de cause, ces deux modèles s'excluent l'un l'autre : le détachement de panneau lithosphérique (**B** sur la figure 5.11) est incompatible avec une poursuite du retrait de panneau (**A** sur la figure 5.11). Ils ont en revanche pu se succéder dans le temps, le détachement prenant le relais du retrait de panneau lithosphérique plongeant.

Pour préciser plus avant ces conclusions, des données supplémentaires sont nécessaires en particulier sur :

- ☞ les mouvements horizontaux différentiels entre structures de l'arc alpin occidental (GPS permanent) ;
- ☞ les mouvements verticaux relatifs (zone externe / zones internes) et absolus (surrection de l'ensemble de la chaîne / surrection de la seule zone externe) ;
- ☞ les valeurs du flux thermique dans les Alpes occidentales ;
- ☞ les structures crustales dans la partie sud de l'arc alpin occidental (zone de jonction entre le front pennique crustal et le corps d'Ivrée) ;
- ☞ les structures lithosphériques de l'arc alpin occidental dans son ensemble.

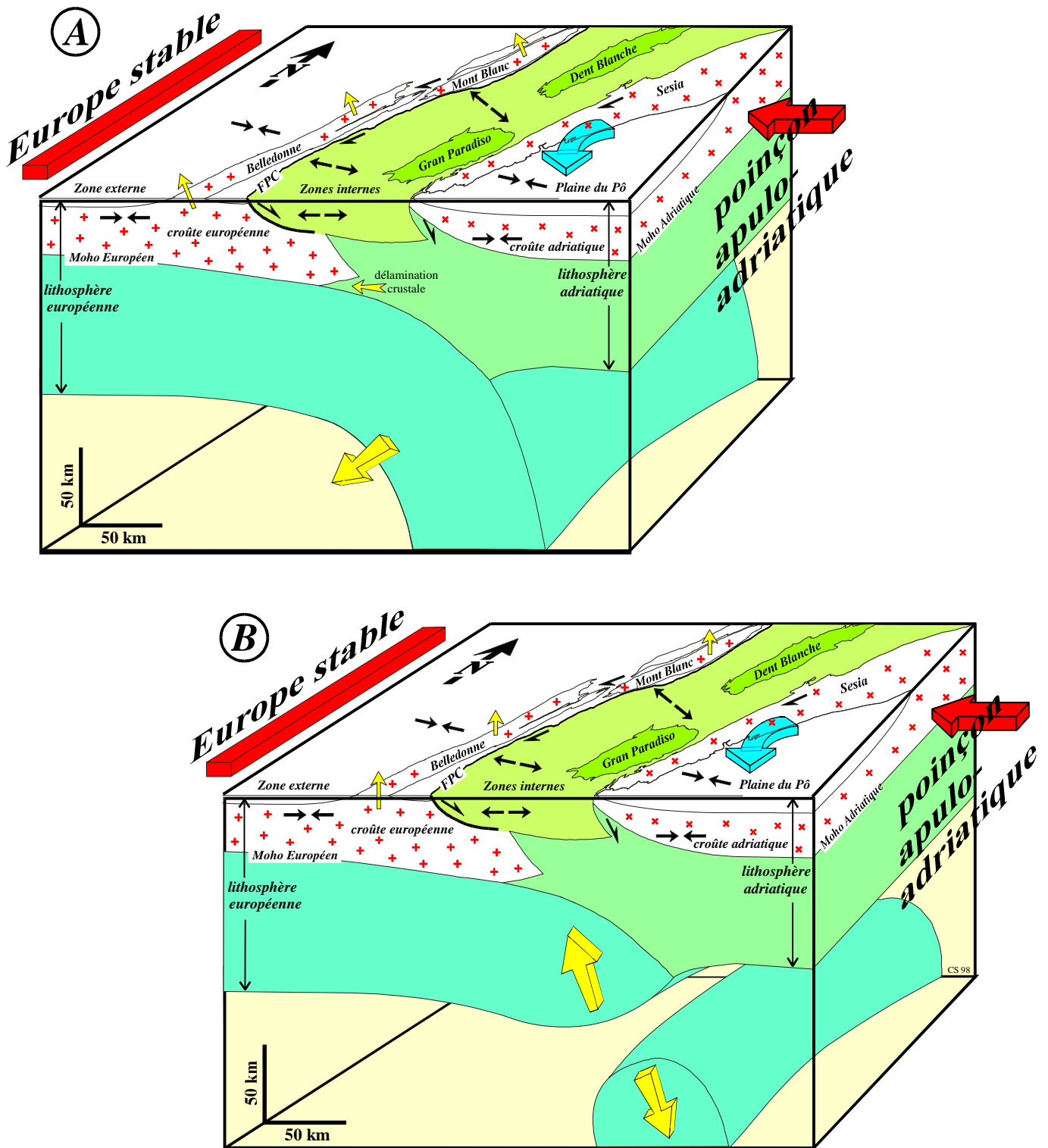


Figure 5.13 - Blocs diagrammes schématiques illustrant les relations entre les trois mécanismes contrôlant la dynamique actuelle de l'arc alpin occidental :

- (1) - La convergence de la chaîne est toujours active sous l'effet du poinçonnement apulo-adriatique ;
- (2) - La rotation anti-horaire du poinçon apulo-adriatique explique les décrochements dextres qui jalonnent l'ensemble de l'arc alpin ;
- (3) - Le retrait (A) ou le détachement (B) d'un panneau plongeant sous la racine lithosphérique alpine est responsable de l'extension des zones internes et de la surrection des massifs cristallins externes.

En l'état actuel, nous pouvons proposer un modèle géodynamique pour les Alpes occidentales dans lequel le contraste de régime tectonique décrit dans ce mémoire s'explique par une compétition entre les forces aux limites de l'arc alpin (poinçonnement apulo-adriatique) et les forces de volume agissant au sein de sa lithosphère (détachement lithosphérique ou retrait de panneau plongeant).

3.2. L'arc alpin occidental : un contexte géodynamique complexe

Nous avons vu précédemment l'importance des mouvements décrochants dextres dans l'ensemble de l'arc alpin occidental et plus particulièrement dans l'arc interne. Ces décrochements sont associés à la rotation anti-horaire du poinçon apulo-adriatique qui accompagne sa translation vers le nord-ouest.

Le modèle géodynamique proposé ci-dessus rend compte des mouvements verticaux dans l'arc alpin occidental et du contraste des régimes de contraintes entre les zones internes, bordées par deux discontinuités majeures jouant en extension, et le reste de l'arc. Nous devons prendre en compte les mouvements décrochants pour établir un modèle géodynamique plus général intégrant l'ensemble des caractéristiques tectoniques et géométriques (en trois dimensions) des Alpes occidentales.

La figure 5.13 illustre un tel modèle géodynamique dans lequel la compétition entre les *forces de volume* dans la racine lithosphérique de la chaîne et les *forces aux limites* dues au poinçonnement apulo-adriatique se superposent à la *rotation* d'ensemble de ce dernier.

Il y a donc interférence entre trois mécanismes géodynamiques principaux :

- ☞ (1) - la translation du poinçon apulo-adriatique responsable de la *convergence* ;
- ☞ (2) - sa rotation contrôlant les *coulissages* longitudinaux et le développement local de zones en extension ;
- ☞ (3) - le détachement de la racine lithosphérique des Alpes occidentales ou, alternativement, le retrait d'un panneau plongeant, entraînant l'*extension* globale des zones internes et la surrection des massifs cristallins externes.

La complexité du contexte géodynamique alpin permet d'expliquer le développement d'un régime tectonique extensif à transtensif dans les zones internes des Alpes occidentales, alors que la convergence est toujours active.

4. L'extension des Alpes occidentales internes dans la géodynamique alpine

Le principal résultat de ce travail est la découverte d'un régime tectonique extensif actif affectant une grande partie de l'arc interne des Alpes occidentales. La figure 5.14 est un essai de synthèse des principaux mouvements ou régimes de déformation régionaux dans les Alpes et leur pourtour (cf. figure 1.1) pour le récent et l'actuel (jusqu'à -10 Ma).

Quatre régions sont soumises à un régime extensif :

- ☞ (1) - au col du Brenner ;
- ☞ (2) - au col du Simplon ;
- ☞ (3) - aux confins des Apennins et de la mer Tyrrhénienne ;
- ☞ (4) - dans les zones internes de l'arc alpin occidental (résultat de la présente étude).

Leurs significations apparaissent toutefois différentes :

- ☞ (1) - L'extension dans les *Alpes orientales* (Brenner) s'explique par *l'extrusion* du bloc compris entre les failles de l'Ennstal au nord (sénestre) et du Gailtal au sud (dextre) sous l'effet du poinçonnement apulo-adriatique. Ces grands décrochements dessinent une géométrie typique de zone extrudée (cf. figure 1.1) qui s'échappe vers le bassin pannonien, bassin arrière arc représentant une bordure libre à l'est des Alpes orientales.
- ☞ (2) - L'extension le long de la faille du Simplon est contrôlée par l'inflexion de grands accidents coulissants dextres reliés au système périadriatique (transtension).
- ☞ (3) - L'extension arrière arc des Apennins est liée au retrait d'un panneau plongeant.
- ☞ (4) - L'extension dans les zones internes des Alpes occidentales s'explique par des forces de volume dans la lithosphère alpine (détachement ou retrait de panneau plongeant).

Quatre « moteurs » géodynamiques principaux permettent alors de rendre compte de la tectonique alpine au sens large. Ce sont (figure 5.14) :

- ☞ ***L'amorce de la collision Afrique-Europe ;***
- ☞ ***Le poinçonnement de l'Europe par l'Apulie ;***
- ☞ ***Le retrait d'un panneau lithosphérique plongeant sous les Apennins ;***
- ☞ ***Le détachement de la racine lithosphérique ou le retrait d'un panneau plongeant sous les Alpes occidentales.***

~

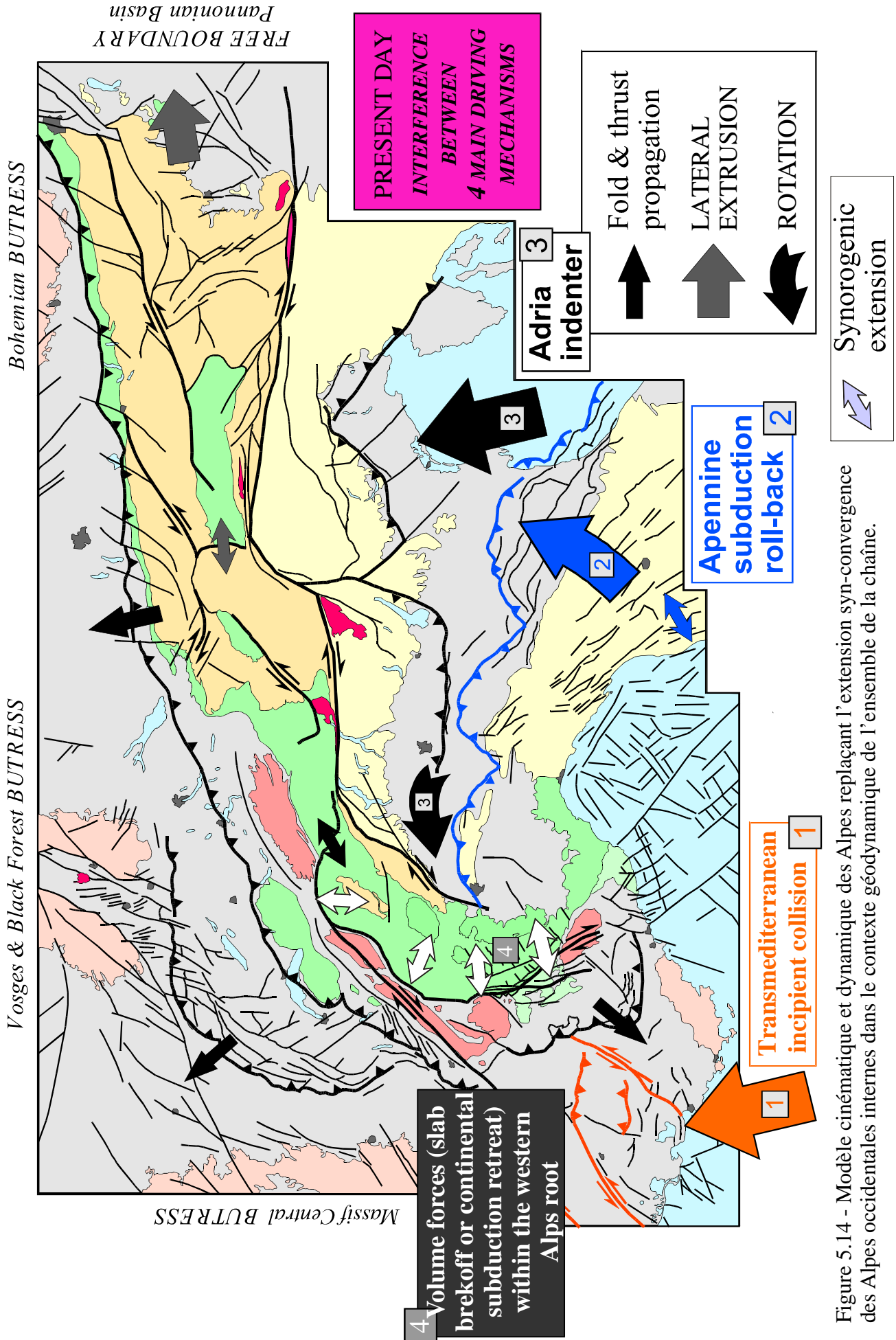


Figure 5.14 - Modèle cinématique et dynamique des Alpes remplaçant l'extension syn-convergence des Alpes occidentales internes dans le contexte géodynamique de l'ensemble de la chaîne.

BIBLIOGRAPHIE

- Ahorner, Z., Murawski, H. et Scheinder, G. **1972** - Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. *Geol. Rundschau*, 61, 915-942.
- Aki, A. et Richards, P.G. **1980** - Quantitative seismology. *Freeman ed., San Francisco*, 2 vol.
- Ailleres, L., Bertrand, J.M., Macaudière, J. et Champenois, M. **1995** - New structural data from the "Zone Houillere Briançonnaise" (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II A*, 321(3), 247-254.
- Allemand, P. et Lardeaux, J.M. **1996** - Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge: Application to the Alpine belt. *Tectonophysics* 280, 157-169.
- Amelung, F. **1996** - Cinématique des petits séismes et tectonique active et topographie dans la région de la baie de San Francisco. *Thèse, U. L.P. Strasbourg*.
- Amelung, F. et King, G. **1997** - Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes, *Nature*. 386, 702-705.
- Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. et Swensson, E. **1991** - Subduction and exhumation of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova* 3, 303-310.
- Anderson, E.M. **1951** - The dynamics of faulting. *Ed. Oliver et Boyd, 2nd ed., Edinburgh*, 206 p.
- Anderson, H. et Jackson, J. **1987** - Active tectonics in the Adriatic region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 91, 937-983.
- Angelier, J. **1975** - Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281(D), 1805-1808.
- Angelier, J. **1979** - Determination of mean principal stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 17-26.
- Angelier, J. et Mechler, P. **1977** - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7/19, 1309-1318.
- Angelier, J. et Goguel, J. **1979** - Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282(D), 307-310.
- Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B. et Manoussis, S. **1982** - Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 69, 607-621.
- Angelier, J. **1984** - Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.* 89, B7, 5835-5848.
- Angelier, J. **1989** - From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol.* 11, 37-50.
- Angelier, J. **1990** - Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.* 103, 363-376.
- Armijo, R. et Cisternas, A. **1978** - Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287 (D), 595-598.
- Armijo, R., Carey, E. et Cisternas, A. **1982** - The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics* 82, 145-160.
- Arthaud, F. **1969** - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XI, 729-737.
- Arthaud, F. et Choukroune, P. **1972** - Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plateforme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Pét.* 27, 715-732.
- Babuska, V., Plomerova, J. et Granet, M. **1990** - The deep lithosphere in the Alps: a model inferred from P residuals. *Tectonophysics* 176, 137-165.
- Baer, M., Deichmann, N., Fäh, D., Kradolfer, U., Mayer-Rosa, D., Rüttener, E., Schler, T., Sellami, S. et Smit, P. **1997** - Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1996. *Ecl. géol. Helv.* 90, 557-567.
- Barfèty, J.C. **1965** - Étude géologique des environs du Monétier-les-Bains. Thèse 3^{ème} cycle, USTM Grenoble.
- Barfèty, J.-C. et Gidon, M. **1975** - La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281 (D), 1677-1680.
- Barfèty, J.-C., Gidon, M. et Kerckhove, C. **1968** - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267 (D), 394-397.
- Barfèty, J.-C., Lemoine, M., Graciansky, P.C. de, Tricart, P. et Mercier, D. **1995** - Notice explicative de la feuille Briançon au 50 000^e, *BRGM ed., Orléans*, 180 p.

- Barf  ty, J.-C., Lemoine M., Mercier, D., Polino, R., Nievergelt, P., Bertrand, J., Dumont, T., Amaudric du Chaffaut, S., Pêcher, A. et Montjuvent, G. **1996** - Carte géol. France (50 000e), feuille Briançon, *BRGM ed.*, Orléans.
- Barf  ty, J.C. et Pêcher., A. **1984** - Carte géol. France (50 000e), feuille Saint-Christophe en Oisans, *BRGM ed.*, Orléans.
- Bayer, R., Caze, M., Dal Piaz, G.V., Damotte, B., Elter, G., Gosso, G., Hirn, H., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J.-L., Nicolas, A., Nicolich, R., Polino, R., Roure, F., Sacchi, R., Scarascia, S., Tabacco, I., Tapponnier, P., Taylor, M., Thouvenot, F., Torreilles, G. et Villien, A. **1987** - Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP). *C. R. Acad. Sci, Paris* 305, 1461-1470.
- Bayer, R., Carozzo, M.T., Lanza, R., Miletto, M. et Rey, D. **1989** - Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the western Alps. *Tectonophysics* 162, 203-218.
- Bayer, R., Lanza, R., Truffert, C., ECORS-CROP and ECORS (ALPES 2, Jura-Bresse) gravity and magnetic group **1996** - Gravimetric and magnetic studies of the western Alps in the context of the ECORS and ECORS-CROP projects ; data and interpretations. *In* : Roure, F., Bergerat, F., Damotte, B., Mugnier, J.L., Polino, R. - The ECORS-CROP Alpine Seismic Traverse. *M  m. Soc. Géol. Fr.* n  170, 61-72.
- Becker, A., Bl  ming, P. et Müller W.H. **1987** - Recent stress field and neotectonics in the eastern Jura mountains, Switzerland. *Tectonophysics*, 135, 277-288.
- Becker, A. **1989** - Detached neotectonics stress field in the northern Jura mountains, Switzerland. *Geol. Rundschau* 78/2, 459-475.
- Becker, A. et Werner, D. **1995** - Neotectonic state of stress in the Jura Mountains. *Geodynamica Acta* 8/2, 99-111.
- Bethoux, N., Cattaneo, M., Delpech, P.Y., Eva, C. et R  hault, J-P. **1988** - Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales : résultats et interprétation. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 307, 71-77.
- Bethoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva, C., Nicolas, M., Feignier, B. et Granet, M. **1992** - A closing Ligurian Sea? *Pure Appl. Geophys.* 139, 179-194.
- Bergerat, F. **1987** - Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 6/2, 99-132.
- Blanckenburg F. (von) et Davis, J.H. **1995** - Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14/1, 120-131.
- Bott, M.H. **1959** - The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96/2, 109-117.
- Brun, J-P. et Choukroune, P. **1983** - Normal faulting, block tilting, and decollement in a stretched crust, *Tectonics*, 2 (4), p. 345-356.
- Burkhard, M. **1986** - Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques). *Rev. Géol. Dyn. et G  ograph. Phys.* 27/5, 281-301.
- Caby R. **1964** - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes Lustrés entre Modane et la vallée Etroite. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 40, 131-183.
- Cannic, S., Mugnier, J.-L. et Lardeaux, J.-M. **1995** - Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321 (II), 513-519.
- Cannic, S. **1996** - L'évolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du domaine valaisan (complexe du Versoyen, Alpes occidentales) : implications dans l'histoire alpine. Thèse U.J.F. Grenoble et Univ. Lausanne, 215 p.
- Carey, E. et Brunier, B. **1974** - Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279: 891-894.
- Carey-Gailhardis, E. et Mercier, J-L. **1987** - A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru. *Earth Plan. Sci. Let.* 82, 165-179.
- Carey-Gailhardis, E et Mercier, J-L. **1992** - Regional state of stress, fault kinematics and adjustments of blocks in a fractured body of rock: application to the microseismicity of the Rhine graben. *J. Struct. Geol.* 14, 8/9, 1007-1017.
- Cattaneo, M. et Eva, C. **1990** - Propagation anomalies in northwestern Italy by inversion of teleseismic residuals. *Terra Nova* 2, 577-584.
- Cazenave, A. et Feigl, K. **1994** - Formes et mouvements de la Terre. Satellites et géodésie. *Ed. Belin*, 159 p.
- Chiron J-C., Kerrien, Y. et al., **1980** - Carte Géol. France (250000e) feuille Lyon, *BRGM ed., Orléans*
- Choukroune, P. **1995** - Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. *Ed. Masson, Paris* 226 p.

- Claudel, M.E., Dumont, T., Tricart, P. **1997** - Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 273-279.
- Claudel, M.E. et Dumont, T. **1998** - Early and late Jurassic rifting events in the French Briançonnais relative to the evolution of the Ligurian Tethys and Valais oceans. *Accepté à Ecl. geol. Helv.*
- Claudel, M.E. **1999** - Reconstitutions paléogéographiques du domaine briançonnais au Mésozoïque - Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés. *Thèse UJF Grenoble.*
- Combes, P. **1984** - La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. *Thèse ULP Strasbourg.*
- Coward, M.P., Dietrich, D. et Park, R.G. eds. **1989** - Alpine tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 450 p.
- Davis, J.H. et Blanckenburg F. (von) **1995** - Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Plan. Sci. Let.* 129, 85-102.
- Debelmas, J. **1953** - Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), III, 123-131.
- Debelmas, J. **1955** - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. expl. Carte géol. détail. France, Paris*, 159 p.
- Debelmas, J. **1974** - Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays. *Géologie de la France. Ed. Doin Paris*, 554 p.
- Debelmas, J., **1979** - Carte Géol. France (250000e) feuille Annecy, *BRGM ed., Orléans.*
- Debelmas, J. **1980** - Carte géol. France (50000e), feuille Orcières, *BRGM ed., Orléans.*
- Debelmas, J. et Lemoine, M. **1966** - Carte géol. France (50000e), feuille Guillestre, *BRGM ed., Orléans.*
- Debrand-Passard, S. et Courbouleix, S. (coord.) **1984** - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Volume 2, Atlas, *Mémoire du BRGM n°126.*
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. et Rivera, L. **1993** - Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics* 10, 49-68.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. et Stein, S. **1990** - Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425-478.
- Deverchère, J. **1988** - Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques : l'exemple des Andes du Pérou central contraint par des données sismotectoniques. *Thèse Univ. Paris-sud, Orsay.*
- Dick, P. **1994** - La déformation cassante dans le couloir de faille de la Durance. *Mém. Maîtrise Géol., Grenoble.*
- Eberhart-Phillips, D. **1986** - Three-dimensional velocity structure in Northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 76, 1025, 1052.
- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group **1989a** - A new picture of the Moho under the western Alps, *Nature* 337, 249-251.
- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group **1989b** - Mapping the Moho of the western Alps by wide-angle reflection seismics. *Tectonophysics* 162, 193-202.
- England, P. et Houseman, G. **1989** - Extension during continental convergence with application to the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.* 94, B12, 17561-17579.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. et Daignières M. **1981** - An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.* 3, 51-65.
- Etchecopar, A. **1984** - Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). *Thèse d'état, Montpellier*, 270 p.
- Eva, E., Solarino, S., Eva, C. et Neri, G. **1997** - Stress tensor orientation derived from fault plane solution in the southwestern Alps. *J. Geophys. Res.*, 102, 8171-8185.
- Eva, E., Pastore, S. et Deichmann, N. **1998** - Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *J. Geodyn.* 26/1, 27-43.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M. et Nalpas, T. **1996** - The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. Int.* 126, 781-795.
- Feigl, K.L., King, R.W. et Jordan, T.H. **1990** - Geodetic measurements of tectonic deformation in the Santa Maria fold and thrust belt, California. *J. Geophys. Res.* 95, 2679-2699.
- Fischer, N.I. **1987** - Statistical analysis of spherical data. *Cambridge University Press.*
- Fleitout, L. et Froidevaux, C. **1982** - Tectonics and topography for lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics* 1, 21-56.
- Forsyth, D.W. et Uyeda, S. **1975** - On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 43, 163-200.

- Fort, M. et Peulvast, J.P. **1995** - Catastrophic mass-movements and morphogenesis in the peri-Tibetan ranges: examples from West Kunlun, East Pamir and Ladakh. *In* : Slaymaker, O. ed. - *Steepland Geomorphology*. *Wiley & Son Ltd*, chap. 10, 171-198.
- Fowler, C.M. **1990** - The solid Earth. An introduction to global geophysics. *Cambridge Univ. Press*, 472 p.
- Fourniguet, J. **1977** - Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs. *Rapport BRGM 77SGN081GEO*, 1-35.
- Franck, F.C. **1966** - Deduction of earth strain from survey data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **56**, 35-42.
- Franck, P., Wagner, J.P., Escher, A. et Pavoni, N. **1984** - Evolution des contraintes tectoniques et sismicité dans la région du col du Sanetsch, Alpes valaisannes helvétiques. *Ecl. geol. Helv.* 77/2, 383-393.
- Fréchet, J. **1978** - Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. Thèse Grenoble, 159 p.
- Fréchet, J. et Pavoni, N. **1979** - Etude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. *Eclog. geol. Helv.* 72(3), 763-779.
- Fréchet, J. et Thouvenot, F. **1995** - Seismicity of the western Alps. *XVIII^e Sémin. europ. Génie parasismique*, Lyon, 19-32.
- Fréchet, J., Bethoux, N., Campillo, M., Cattaneo, M., Paul, A., Thouvenot, F., Augliera, P., Guiguet, R., Jenatton, L., Lanza, V., Pedersen, H., Spallarossa, D., Sue, C. et l'équipe de GéoFrance 3D **1998** - A dense temporary seismic network in the W. Alps. *Abstract EGS* 23.
- Froitzheim, N., Conti, P. et van Daalen, M. **1997** - Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. *Tectonophysics* 280, 267-293.
- Gephart, J.W. et Forsyth, W.D. **1984** - An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San-Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* 89, 9305-9320.
- Gephart, J.W. **1990a** - Fmsi : A Fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Comput. Geosci.*, 16, (7), 953-989.
- Gephart, J.W. **1990b** - Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics* 9/4, 845-858.
- Gidon, M. **1956** - Schéma structural de la zone briançonnaise en haute Ubaye et en haute Maira. *Trav. Lab. Géol. Grenoble* 33, 75-78.
- Gidon, M. **1958** - *Structure du massif de la Font-Sainte*. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 34, 153-167.
- Gidon, M. **1974** - L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire? *C. R. Acad. Sci., Paris* 278, 21-24.
- Gidon, M. **1977** - Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales, du Léman à Digne, au 250.000^e. *eds Didier et Richard et BRGM*
- Gidon *et al.*, **1994** - Carte Géol. France (50000^e) feuille Aiguille de Chambeyron, *BRGM ed., Orléans*
- Giglia, G., Capponi, L., Crispini, L., Piazza, M. **1996** - Dynamics and seismotectonics of the West-Alpine arc. *Tectonophysics* 267, 143-175.
- Gignoux, M. et Moret, L. **1938** - Description du bassin supérieur de la Durance. *Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble* 21, 295p.
- Gignoux, M. **1936** - Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux. *Bull. Soc. géol. Fr.* (V), 6, 425-438.
- Goguel, J. **1942** - La chaîne de Montbrison : essai de coordination tectonique. *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, 43 (212), 389-398.
- Goguel, J. **1952** - Traité de tectonique. Ed. Masson, Paris.
- Goguel, J. **1963** - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), V, 20-33.
- Goguel, J. **1969** - Des failles d'âge quaternaire à Peiscy (Savoie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XI, 35-39.
- Graciansky, P.C. (de), Dardeau, G., Lemoine, M. et Tricart, P. **1988** - De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8), IV, 5, 779-785.
- Graciansky, P.C. (de), Dardeau, G., Lemoine, M. et Tricart, P. **1989** - The inverted margin in the French Alps et foreland basin inversion. *J. Geol. Soc. London*, Spec. publ. series 44, 87-104.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T. et Philip, H. **1993** - Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. Soc. Géol. Fr.* n°164, 75 p.
- Grünthal, G. et Stromeier, D. **1992** - The recent stress field in Central Europe: trajectories et finite element modeling, *J. Geophys. Res.*, 97, 11805-11803.
- Guéguen, Y. et Palciauskas, V. **1992** - Introduction à la physique des roches. *Ed; Hermann*, 299 p.

- Gutenberg, B et Richter, C.F. **1954** - Seismicity of the earth and associated phenomena. *Princeton Univ. Press*, Princeton, New-Jersey, 310 p.
- Guyoton, F., Fréchet, J. et Thouvenot, F. **1990** - La crise sismique de janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France): étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP. *C. R. Acad. Sci, Paris*, 311, 985-991.
- Guyoton, F. **1991** - Sismicité et structure lithosphérique des Alpes occidentales, *Thèse UJF Grenoble*, 290 p.
- Huang, Q. et Angelier J. **1989** - Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing palaeostress axes. *Geophys. J.* 96, 139-149.
- Hetzl, R., Passchier, C.W., Ring, U. et Dora, O.O. **1995** - Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology* 23, 455-458.
- Hubbard, M. et Mancktelow, N.S. **1992** - Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. *Geology* 20, 943-946.
- Isacks, B., Oliver, J. et Sykes, L.R. **1968** - Seimology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 73, 5855-5899.
- Jackson J. et McKenzie D., **1988** - The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, 45-73.
- Jolivet, L. **1995** - La déformation des continents. Exemples régionaux. *Ed. Hermann, Paris*, 413 p.
- Jolivet, L. et Nataf, H.-C. **1998** - Géodynamique. *Ed. Dunod, Paris*, 224 p.
- Julien, P. et Cornet, F.H. **1987** - Stress determination from aftershocks of the Campania-Lucania earthquake of November 23, 1980. *Annales Geophysicae* 5B, (3), 289-300.
- Kasser M., Ruegg, J.-C., Lesage, P., Ortlieb, L., Pagarande, J., Duch, N., Guerrero, J. et Roldan, J., **1987** - Geodetic measurement of plate motion across the central Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 5-8.
- Kastens, K. et Mascle, J. **1990** - The geological evolution of the Tyrrhenian sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107. *Proc. ODP Sci. Results* 107, 3-26.
- Kerckhove, C. **1963** - Schéma structural de la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye. *Trav. Lab. Géol. Grenoble* 39, 7-24.
- Kerckhove, C. **1969** - La "zone du Flysch" dans les nappes d'Embrunais-Ubaye. *Géologie Alpine*, 45, 5-204.
- Kerckhove, C. *et al.*, **1979** - Carte Géol. France (250000e) feuille Gap, , *BRGM ed., Orléans*
- Kiraly, L. **1969** - Statistical analysis of fractures (orientation and density). *Geol. Rundschau* 59/1, 125-151.
- Kissling, E. **1993** - Deep structure of the Alps – what do we really know? *Phys. Earth Planet. Int.*, 79, 87-112.
- Kissling, E., Ellsworth, W.I., Eberhart-Phillips, D. et Kradolfer, U. **1994** - Initial reference models in the local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.* 99, 19635-19646.
- Labaume, P., Ritz, J.F. et Phillip, H., **1989** - Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, 1553-1560.
- Lambert, J. **1997** - Les tremblements de terre en France. *Ed. BRGM*, 196 p.
- Laubscher, H. **1991** - The arc of the Western Alps today. *Ecl. geol. Helv.* 84/3, 631-659.
- Lay, T. et Wallace, T.C. **1995** - Modern global seismology. *Academic press, Int. Geophys. Ser.* 58, 521 p.
- Lazarre, J., Tricart, P. et Villemin, T. **1994** - L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319 (II), 1415-1421.
- Lee, W.H. et Lahr J.E. **1975** - HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first-motion pattern of local earthquakes, *US Geol. Surv. Open-File Rep.*, 75-331.
- Lemoine, M. **1961** - Le Briançonnais interne et le bord des Schistes Lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 37, 97-119.
- Lemoine, M. **1972** - Rythme et modalités des glissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundschau* 61, 975-1010.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, A., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.-C. de, Rudkiewicz, J.-L., Mégard-Galli, J. et Tricart, P. **1986** - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3, 179-199.
- Lemoine, M. et Tricart, P. **1986** - Les Schistes Lustrés piémontais des Alpes occidentales : approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. *Eclog. geol. Helv.* 79/2, 271-294.
- Lemoine, M. **1988** - Des nappes embryonnaires aux blocs basculés : évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8), IV, 5, 787-797.

- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S.L., Noomen, R. et Veis, G. **1994** - Geodetic determination of the kinematics of the Central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.* 100, 12675-12690.
- Leturmy, P. **1997** - Sédiments et reliefs du front des systèmes chevauchants : modélisation et exemple du front andin et des Siwalik. *Thèse UJF Grenoble*.
- Lister, G.S. et Davis, G.A. **1989** - The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *J. Struct. Geol.* 11, 65-94.
- Lliboutry, L. **1982** - Tectonophysique et Géodynamique. Une synthèse Géologie structurale-Géophysique interne. *Ed. Masson, Paris*, 339 p.
- Lliboutry, L. **1998** - Géophysique et géologie. *Ed. Masson, Paris*, 461 p.
- Lory, C. **1864** - Description géologique du Dauphiné. *Savy ed., Paris*, 747 p.
- Lyon-Caen, H. et Molnar, P. **1989** - Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from analysis of gravity anomalies. *Geophys. J. Int.*, 99, 19-32.
- Mancktelow, N. **1985** - The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps.
- Madeddu, B., Bethoux, N. et Stéphan, J-F. **1996** - Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 167/6, 797-810.
- Madeddu, B. **1997** - Sismotectonique des Alpes Sud-Occidentales et de la Marge Nord-Ligure : Implications Géodynamiques. *Thèse Univ. Nice Sophia-Antipolis*, 157 p.
- Malavieille, J. **1993** - Late orogenic extension in mountain belts; insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt, *Tectonics*, 12 (5), p.1115-1130.
- Marchant, R. **1993** - The underground of the Western Alps. *Mémoires de Géologie (Lausanne)* n°15.
- Marchant, R.H. et Stampfli, G.M. **1997** - Crustal and lithospheric structures of the Western Alps: geodynamic significance. In : Pfiffner O.A., Lechner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. et Steck, A. Eds - Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP20. *Birkhäuser Verlag, Basel*, 326-337.
- Martinod, J., Jouanne, F., Taverna, J., Ménard, G., Gamond, J.F., Darmendrail, X., Notter, J-C. et Basile, C. **1996** - Present-day deformation of the Dauphine (SE France) Alpine and Subalpine massifs, *Geophys. J. Int.*, 127, 189-200.
- Mattauer, M. et Tapponnier, P. **1978** - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 287 (D), 899-902.
- Maurer, H. et Deichmann, N. **1995** - Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps. *Geophys. J. Int.* 123, 588-600.
- Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. et Green, G. **1997** - Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova* 9, 91-94.
- Ménard, G. **1979** - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France ; essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble*, 178 p.
- Ménard, G. **1980** - Profondeur du socle anté-triasique dans le Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci., Paris* 290, 299-302.
- Ménard, G. et Thouvenot, F. **1984** - Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 26, 875-884.
- Ménard, G. **1988** - Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. *Thèse d'Etat, Univ. Grenoble I*, 268 p.
- Ménard, G. et Molnar, P. **1988** - Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334, 235-237.
- Ménard, G., Molnar, P. et Platt, J.P. **1991** - Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps. *Tectonics* 10/2, 231-244.
- Mercier, D. **1977** - Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Haute Alpes) : étude stratigraphique et sédimentologique. *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI*, 351 p.
- Merle, O. et Brun, J.-P. **1984** - The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). *J. Struct. Geol.* 6 (6), 711-719.
- Michael, A.J. **1987** - Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *J. Geophys. Res.*, 92/B1, 357-368.
- Molnar, P. et Tapponnier, P. **1975** - Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science* 189, 419-425.
- Molnar, P. et Tapponnier, P. **1978** - Active tectonics of Tibet. *J. Geophys.* 83, 5361-5375.

- Molnar, P. et Lyon-Caen, H. **1988** - Some simple physical aspects of the support structure and evolution of mountain belts. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 218, 179-207.
- Molnar, P. et Lyon-Caen, H. **1989** - Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins. *Geophys. J. Int.* 99, 123-153.
- Mugnier, J-L., Guellec, S., Ménard G., Roure, F., Tardy, M. et Vialon P. **1990** - Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from the ECORS profile. In : Roure F., Heitzmann, P. et Polino, R. Ed - Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr. Paris*, 156 ; *Mém. soc. géol. Suisse, Zürich*, 1 ; *Vol. spec. Geol. Ital., Roma*, 1, 203-216.
- Mugnier, J-L. et Marthelot, J-M. **1991** - Crustal reflections beneath the Alps and the Alpine foreland: geodynamic implications. In: Meissner, R., Brown, L., Dürbaum, H.J., Franke, W., Fuchs, K. et Seifert, F. Eds - Continental Lithosphere: Deep; Seismic Reflections. *Geodyn. Ser.* 22, 177-183.
- Mugnier, J-L., Loubat, H. et Cannic, S. **1993** - Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164/5, 697-708.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. et Ljunggren, C. **1992** - Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.* 97, 11783-11803.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R. Polino, R. et ECORS-CROP Working Group **1990a** - Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse, *Geology*, 18, 587-590.
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A., Nicolich, R. et ECORS-CROP Working Group **1990b** - ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: a synthesis. In : Roure F., Heitzmann, P. et Polino, R. Eds - Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr. Paris*, 156 ; *Mém. soc. géol. Suisse, Zürich*, 1 ; *Vol. spec. Geol. Ital., Roma*, 1, 15-27.
- Nicolas, M., Santoire, J-P. et Delpech, P.Y. **1990** - Intraplate seismicity: new seismotectonic data in western Europe. *Tectonophysics* 179, 27-53.
- Panza, G.F. et Mueller, S. **1979** - The plate boundary between Eurasia et Africa in the Alpine area, *Mem. Sci. Geol. Padova*. 33, 43-50.
- Paul, A., Thouvenot, F., Fréchet, J., Cattaneo, M., Spallarossa, D. et Bethoux, N. **1998** - Local earthquake tomography of the south-western Alps (Géofrance 3D 1996 experiment). Abstract EGS.
- Pavoni, N. **1961** - Faltung durch horizontal verschiebung. *Ecl. geol. Helv.* 54, 515-534.
- Pavoni N. **1980** - Crustal stresses inferred from fault plane solutions of earthquakes and neotectonic deformations in Switzerland, *Rock Mech., suppl.* 9, 63-68.
- Pavoni, N. **1986** - Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs. In : Wezel, F.C. ed. - Origin of Arcs. *Elsevier, Amsterdam*, 63-78.
- Pavoni N. et Roth, P. **1990** - Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. Results of microearthquake investigations 1983-1988. In : Roure F., Heitzmann, P. et Polino, R. Eds - Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr. Paris*, 156 ; *Mém. soc. géol. Suisse, Zürich*, 1 ; *Vol. spec. Geol. Ital., Roma*, 1, 129-134.
- Pavoni, N., Maurer, H.R., Roth, P. et Deichmann, N. **1997** - Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. In : Pfiffner O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. et Steck, A. Eds - Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP20. *Birkhäuser Verlag, Basel*, 241-250.
- Pêcher, A. **1989** - Schmidmac- a program to display and analyse directional data. *Comp. & Geol. Sc.* 15, 8, 1315-1326.
- Pfiffner, O.A. et Burkhard, M. **1987** - Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae* I/1, 48-57.
- Pfiffner O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. et Steck, A. Eds **1997** - Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP20. *Birkhäuser Verlag, Basel*.
- Phan-Trong, T. **1993** - An inverse problem for determination of the stress tensor from polyphased fault sets and earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics* 224, 393-411.
- Philip, H. **1980** - Tectonique récente et sismicité de la France : caractéristiques géodynamiques. In: Géologie de la France, *Mém. BRGM* 107, 42-46.
- Philip, H. **1987** - Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Annls Geophys.*, B5, 301-320.
- Platt, J.P. **1986** - Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Phil. trans. R. Soc. Am.* 321, 87-103.
- Platt, J.P. et England, P.C. **1994** - Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.* 294, 307-336.
- Plenefisch, T. et Bonjer, K.P. **1997** - The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics* 275, 71-97.
- Ramsay, J.G. et Huber, M.I. **1983** - The techniques of modern structural geology. *Harcourt Brace and Co.*, 2 vol.

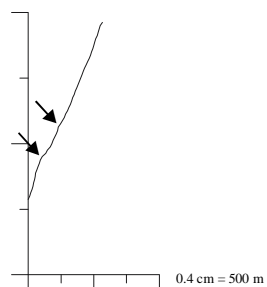
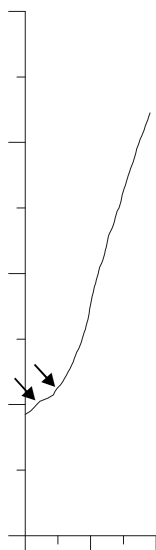
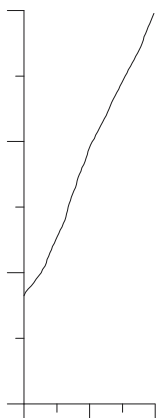
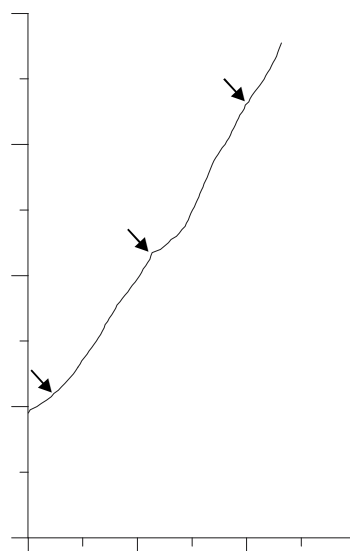
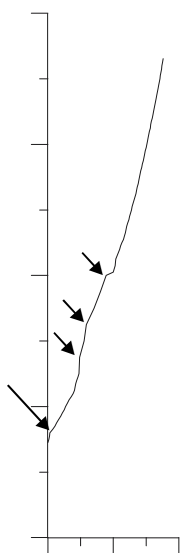
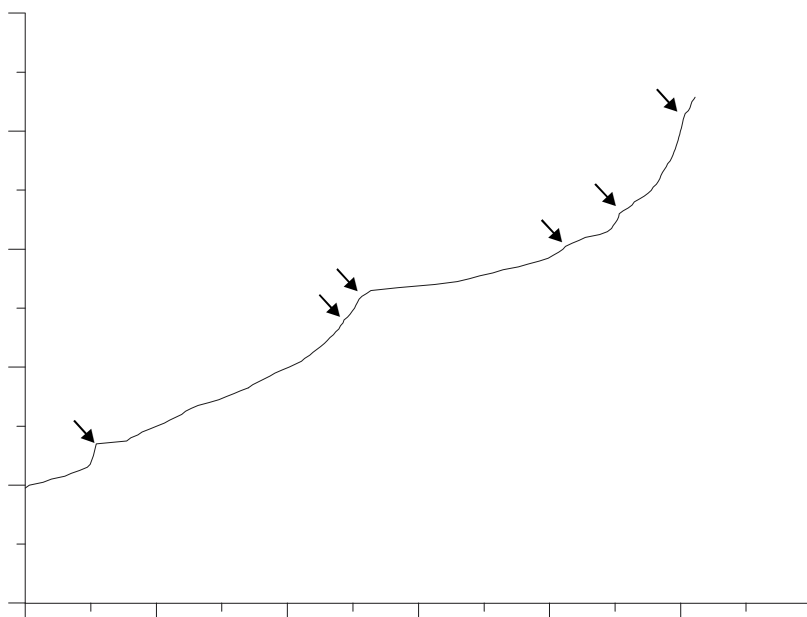
- Reasenber, P.A. et Oppenheimer, D.H. **1985** - FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computers programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, *US Geol. Surv. Open-File Rep.*, 85-739.
- Rebaï, S., Philip, H. et Taboada, A. **1992** - Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. J. Int.* 110, 106-140.
- Rey, D., Quarta, T., Mouge, P., Miletto, M., Lanza, R., Galdeano, A., Carozzo, M.T., Bayer, R., et Armando, E. **1990** - Gravity and aeromagnetic maps of the western Alps: contribution to the knowledge of the deep structures along the ECORS-CROP seismic profile. In : Roure F., Heitzmann, P. et Polino, R. Eds - Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr. Paris*, 156 ; *Mém. soc. géol. Suisse , Zürich* , 1 ; *Vol. spec. Geol. Ital., Roma*, 1, 107-121.
- Ritz, J-F. **1991** - Champ de contrainte dans les Alpes du Sud depuis 25 millions d'années. Implications géodynamiques et sismotectoniques. *Thèse Univ. Montpellier*, 187 p.
- Ritz, J-F. et Taboada, A. **1993** - Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 164/4, 519-531.
- Roth P., Pavoni, N. et Deichmann, N. **1992** - Seismotectonics of the eastern Swiss Alps et evidence for precipitation-induced variations of seismic activity, *Tectonophysics* 207, 183-197.
- Rothé, J-P. **1941** - Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg* 3, 1-105.
- Rothé, J.P. et Dechevoy, N. **1967** - La sismicité de la France de 1951 à 1960. *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg* 8, 19-84.
- Rouire, J. et Chiron, J.C. **1980** - Carte géol. France (250000^e) feuille Valence, *BRGM ed.* Orléans.
- Roure F., Heitzmann, P. et Polino, R. Eds **1990** - Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr. Paris*, 156 ; *Mém. soc. géol. Suisse , Zürich* , 1 ; *Vol. spec. Geol. Ital., Roma*, 1.
- Roure, F., Bergerat, F., Damotte, B., Mugnier, J-L., Polino, R. **1996** - The ECORS-CROP Alpine Seismic Traverse. *Mém. Soc. Géol. Fr.* n°170.
- Sassi, W. et Carey-Gailhardis, E. **1987** - Interprétation mécanique du glissement sur les failles: introduction d'un critère de frottement. *Annales Tectonicae* I, 2, 139-154.
- Schaer, J-P. et Jeanrichard, F. **1974** - Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. *Eclog. geol. Helv.* 67, 101-119.
- Scheidegger, A.E. **1967** - The Tectonic Stress in the vicinity of the Alps. *Zschr. J. Geophys.* 33, 167-181.
- Schmid, S.M., Aebli, H.R., Heller, F. et Zingg, A. **1989** - The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In : Coward, M.P., Dietrich, D. et Park, R.G. Eds - Alpine tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 153-171.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. et Kissling, E. **1996** - Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15/5, 1036-1064.
- Scholz, C.H. **1990a** - The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge Univ. Press*, 439 p.
- Scholz, C.H. **1990b** - Earthquakes and friction laws. *Nature* 391, 1, 37-42.
- Sellami, S., Kissling, E., Thouvenot, F. et Fréchet, J. **1995** - Initial reference velocity model for seismic tomography in the western Alps. *Abstract EGS 20, Hambourg*.
- Sénéchal, G. **1991** - Les réflecteurs du chevauchement pennique (profil ECORS ALP1) : une analyse critique des données vibrosismiques. *Thèse Univ. Grenoble*, 209 p.
- Sénéchal, G. et Thouvenot, F. **1991** - Geometrical migration of line-drawing: a simplified method applied to ECORS data. In : Meissner, R., Brown, L., Dürbaum, H.J., Franke, W., Fuchs, K. et Seiter, F. Eds - Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. *Geodyn. Ser.* 22, 401-407.
- Seward, D. et Mancktelow, N. **1994** - Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803-806.
- Shemenda, A. **1994** - Subduction. Insights from physical modeling. *Kluwer academic pub.*, 215 p.
- Shemenda, A., Mattauer, M., Bokun, A. **1996** - Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth Plan. Sci. Let.* 143, 173-182.
- Solarino, S., Kissling, E., Cattaneo, M. et Eva C. **1997** - Local earthquake tomography of the southern part of the Ivrea body North-western Italy. *Ecl. geol. Helv.* 90, 357-364.
- Spackman, W. **1990** - Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova* 2, 542-553.
- Spackman, W. **1991** - Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean, and Asia Minor. *Geophys. J. Int.* 107, 309-332.
- Spallarossa, D., Parolai, S., Cattaneo, M., Eva, C. **1998** - Nonlinear inversion of teleseismic P wave travel time residuals in north western Italy. *Abstract EGS 23, Nice*.

- Steti, N. **1997** - Analyse de profils en long dans le bassin de la haute Durance. *Mém. Maîtrise Géol., Grenoble*.
- Sue, C., Tricart, P., Dumont, T. et Pêcher, A. **1996** - Ré-épaississement crustal polyphasé dans le massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : exemple de la pincée de Lias de Villard-Notre-Dame. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324, IIa, 847-854.
- Sue, C., Fréchet, J., Thouvenot, F. et Tricart, P. **1997** - Late orogenic extension in the Briançonnais Zone, French Alps: tectonic and seismotectonic approaches. *Terra Nova* Abst. sup. 1, 9, p.307.
- Sue, C. et Tricart, P. **1998** - Tectonic evidences for a late extension along the penninic front, south-east of the Pelvoux massif, western Alps. Accepté sous res. modif min. à *Eclog. geol. Helv.*
- Sue, C., Tricart, P., Thouvenot, F. et Fréchet, J. **1998a** - Late Alpine present-day tectonics within the western Alpine arc. *Abstract EGS 23, Nice*.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. et Tricart, P. **1998b** - Earthquake analysis reveals widespread extension in the core of the western Alps. Soumis au *J. Geophys. Res.*
- Sue, C., Martinod, J., Tricart, P., Thouvenot, F., Gamond, J-F., Fréchet, J., Marinier, D., et Glot, J-P. **1998c** - Active deformation measured using GPS in the internal nappes of western Alps. Soumis à *Tectonophysics*.
- Sykes, L.R. **1967** - Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *J. Geophys. Res.* 72, p. 2131.
- Tapponnier, P. **1977** - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, 437-460.
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, G., Thouvenot, F. et Vialon P. **1990** - Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde Ecors-Crop Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). In : Roure F., Heitzmann, P. et Polino, R. Eds - Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr. Paris*, 156 ; *Mém. soc. géol. Suisse, Zürich*, 1 ; *Vol. spec. Geol. Ital., Roma*, 1., 217-236.
- Termier, P. **1903** - Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mém. Serv. Carte Géol. de France*, 182 p.
- Thomas, J-C., Claudel, M.E., Collombet, M., Dumont, T. et Tricart, P. **1998** - Paleomagnetic study of Jurassic rocks of the French Briançonnais nappes: evidence for post-Oligocene counterclockwise rotation of the penninic western Alps. Soumis à *EPSL*.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R., et Jenatton, L. **1990a** - SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers Centre Europ. Géodyn. Séism.* 1, 1-10.
- Thouvenot, F., Paul, A., Sénéchal, G., Hirn, A. et Nicolich R. **1990b** - Ecors-Crop wide-angle reflection seismics : constraints on deep interfaces beneath the Alps. In : Roure F., Heitzmann, P. et Polino, R. Eds - Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr. Paris*, 156 ; *Mém. soc. géol. Suisse, Zürich*, 1 ; *Vol. spec. Geol. Ital., Roma*, 1, 97-106.
- Thouvenot, F. **1996** - Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). *Thèse d'état, Univ. Grenoble I*, 378 p.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Vialon, P., Guyoton, F. et Cattaneo, M. **1991** - Les séismes de Cervières (Hautes-Alpes) des 11 et 13 février 1991 : un coulisage dextre entre zones piémontaises et briançonnaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, 1617-1623.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.-Ch., Le Brun, B., Ménard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.-R., Coutant, O., Paul, A. et Hatzfeld, D. **1998** - The ML 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.*, 135, 876-892.
- Thurber, C.H. **1983** - Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, Central California. *J. Geophys. Res.* 88, 8226-8236.
- Tricart, P. **1975** - Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes : évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, 28(3), 239-259.
- Tricart, P. **1980** - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse d'état, Univ. Strasbourg*, 407 p.
- Tricart, P. **1982** - Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 23 (4), 289-300.
- Tricart, P. **1984** - From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western Alps. *Am. J. Sc.* 284, 97-120.
- Tricart, P. **1986** - Le chevauchement de la zone briançonnaise au Sud-Est du Pelvoux : clé des rapports zone externe-zones internes dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2 (8)(2), 233-244.
- Tricart, P., Bouillin, J.-P., Dick, P., Moutier, L. et Xing, C. **1996** - Le faisceau de failles de Haute-Durance et le jeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris* 323, 251-257.

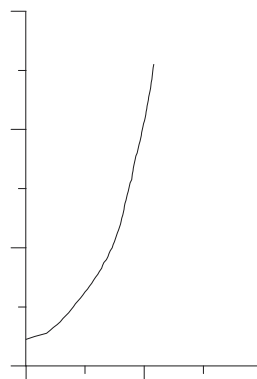
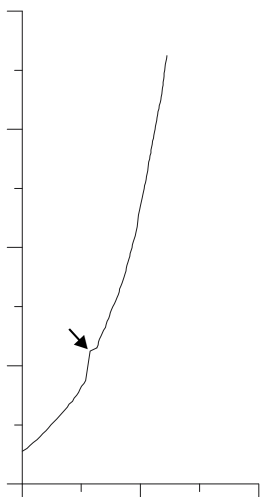
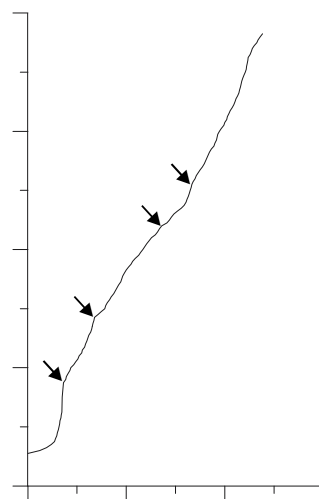
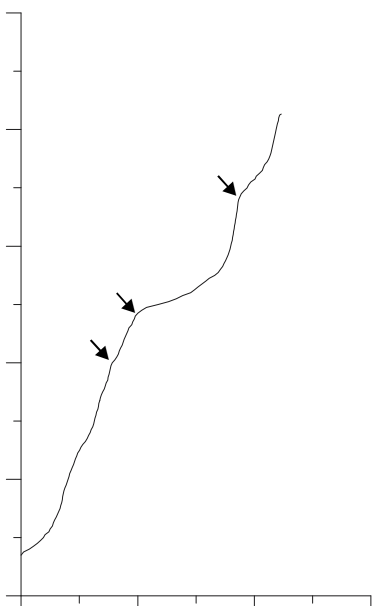
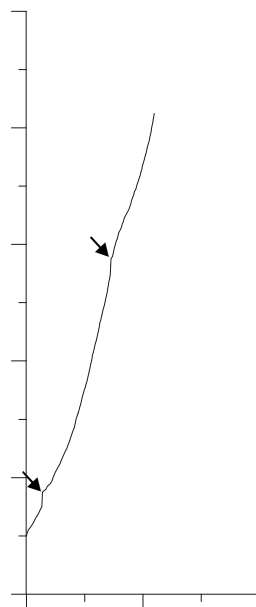
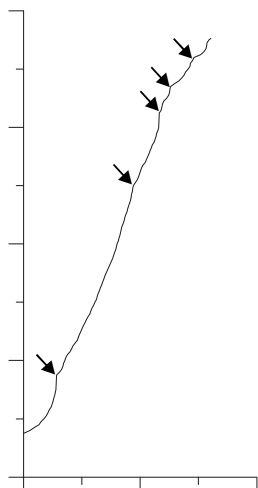
- Tricart, P. et Lemoine, M. **1986** - From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the Western Alps. *Tectonics* 5/1, 95-118.
- Turcotte, D. et Schubert, G. **1982** - Geodynamics. *John Wiley & sons* Eds. 450 p.
- Valaseck, P. et Mueller, S. **1997** - 3D tectonic model of the Central Alps based on an integrated interpretation of seismic refraction and NRP20 reflection data. *In* : Pfiffner O.A. *et al.* Eds - Results of NRP20: Deep structure of the Swiss Alps. *Birkhäuser Verlag, Basel*, 305-325.
- Vasseur, G., Etchecopar, A., Philip, H. **1983** - Stress state inferred from multiple focal mechanisms. *Annales Geophys.* 1, 4-5, 291-298.
- Vergely, P., Sassi, W. et Carey-Gailhardis, E. **1987** - Analyse graphique des failles à l'aide des focalisations de stries. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8), III, 2, 395-402.
- Vialon, P., Rochette, P. et Ménard, M. **1989** - Indentation and rotation in the western Alpine arc. *In*: Coward, M.P., Dietrich, D. et Park, R.G. Eds. - Alpine Tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 329-338.
- Villemin, T. et Charlesworth, H. **1992** - An interactive computer program to determine paleostress axes using data from striated faults. *Cordillera transect and cordilleran tectonic workshop, Alberta*.
- Virlouvet, B., Tricart, P. et Villemin, T. **1996** - Blocs basculés tardi-alpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones alpines internes. *C. R. Acad. Sci. Paris* 322, 475-481.
- Vogt, J. **1979** - Les tremblements de terre en France. *Mém. BRGM* 96, 220 p.
- Waibel, A.F. **1990** - Sedimentology, petrographic variability, and very-low-grade metamorphism at the Champsaur sandstone (Paleogene, Hautes-Alpes, France). *PhD, Univ. Genève*, 140 p.
- Wallace, R. E **1951** - Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.* 59, 118-130.
- Wessel, P. et Smith, W.H. **1991** - Free software helps map and display data. *EOS Trans. Am. geophys. Un.* 72, 441 et 445-446.
- Wilschko, D.V. et Eastman, D.B. **1983** - Role of basement warps and faults in localising thrust fault ramps. *GSA Mem.* 158, 177-190.
- Yeats, R.S., Sieh, K., Allen, C.R. **1997** - The geology of earthquakes. *Oxford Univ. Press*, 568 p.
- Zoback, M.L. et Zoback, M.D. **1980** - State of stress of the conterminous United States. *J. Geophys. Res.* 85, 6113-6158.
- Zoback M.L. *et al.* **1989** - Global patterns of tectonic stress. *Nature* 341, 6240, 291-298.
- Zoback, M.L. **1992** - First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. *J. Geophys. Res.* 97, B8, 11703-11728.

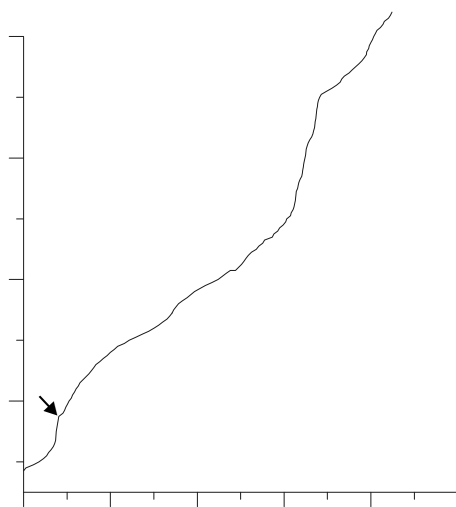
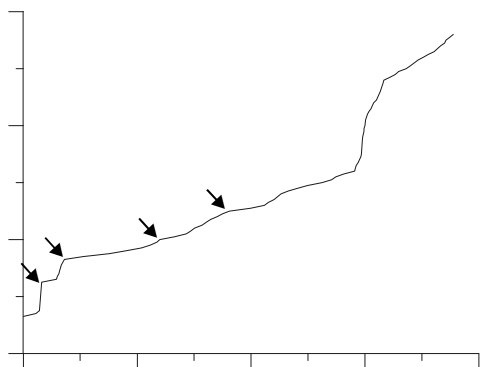
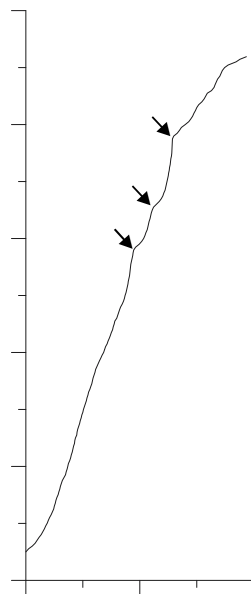
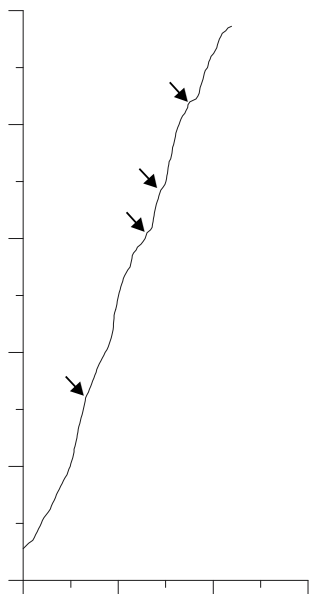
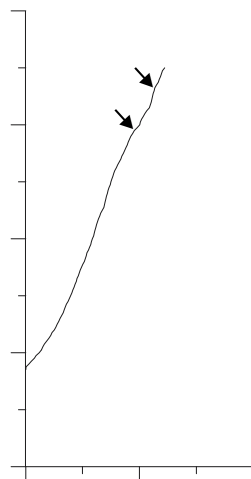
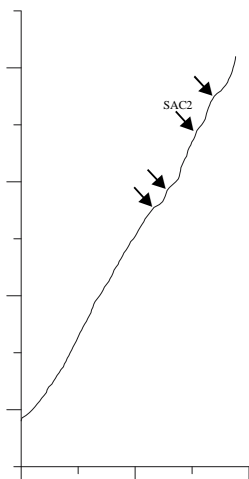
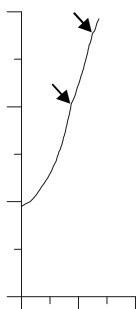
ANNEXES

Annexe A : profils en long des rivières du bassin de la Haute Durance

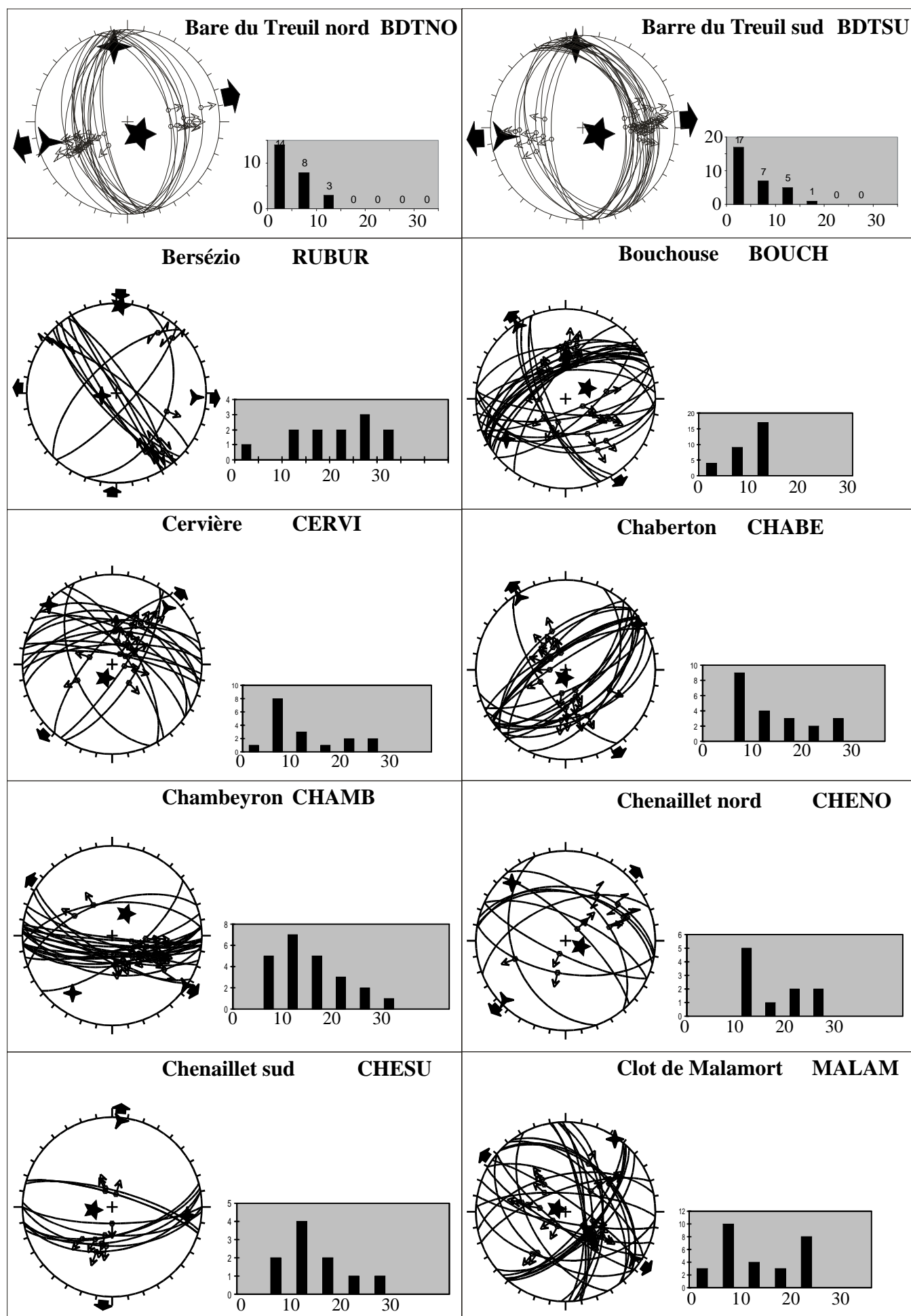


0.4 cm = 500 m

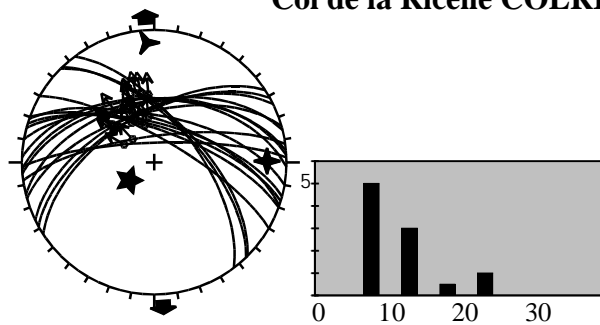




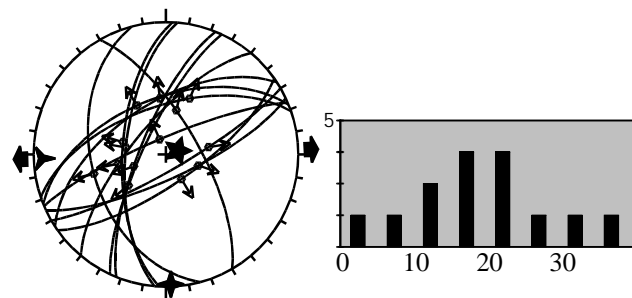
Annexe B : stéréogrammes et histogrammes des tenseurs du tableau 2.1



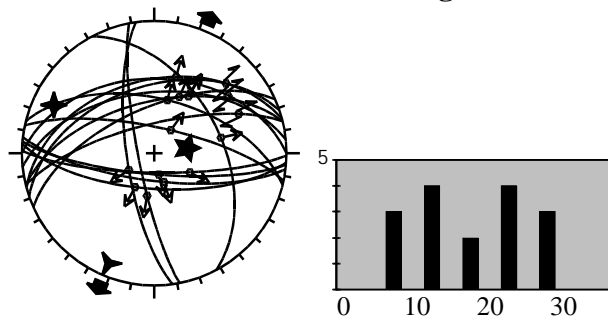
Col de la Ricelle COLRI



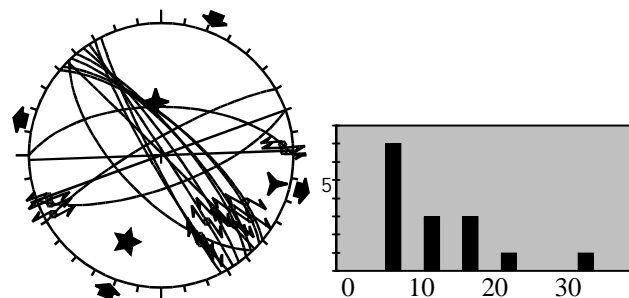
Col des Peygus PEYGU



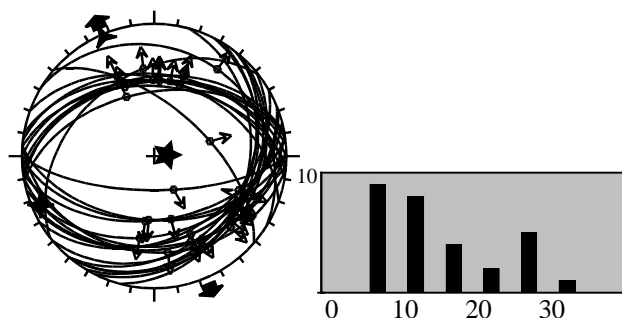
Col du Longet LONGE



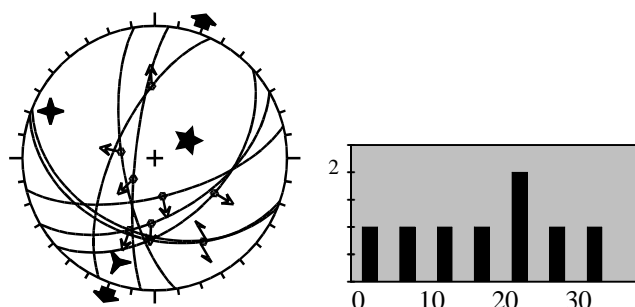
Col sans Nom COLSN



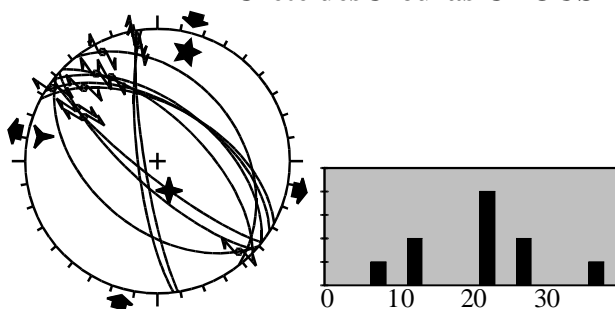
Collet du Peyron CPEYR



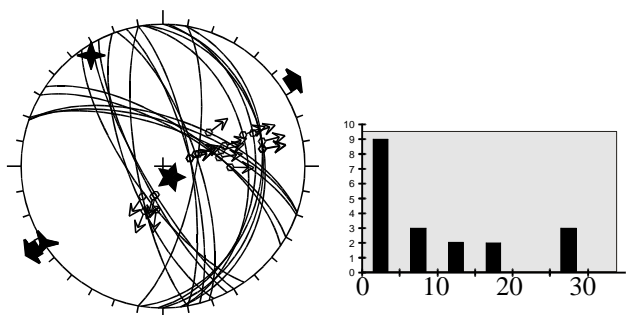
Crête desCrouzas CROUS



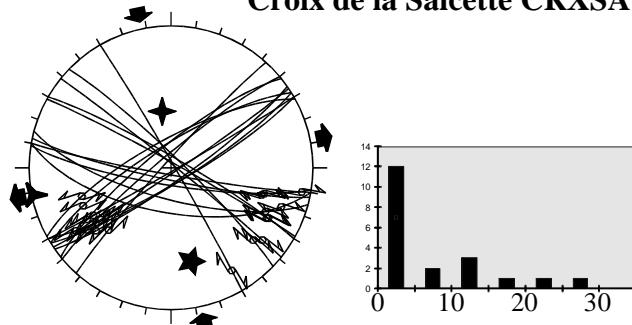
Crête desCrouzas CROUS



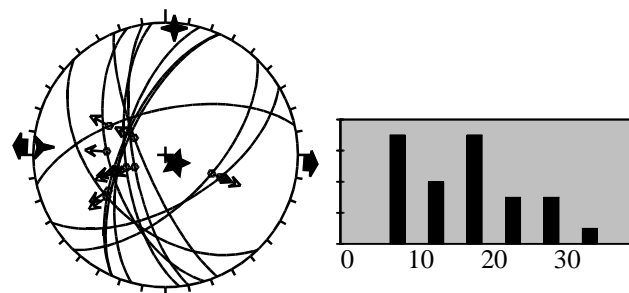
Croix de la Salcette CRXSA



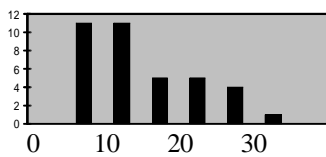
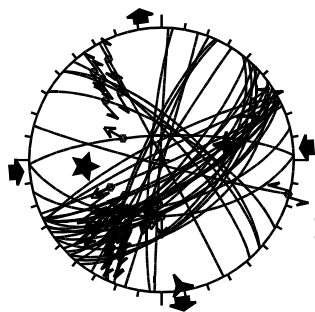
Croix de la Salcette CRXSA



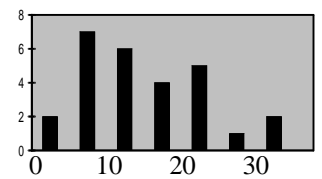
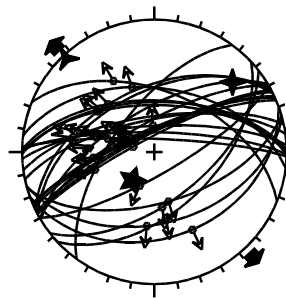
Fouillouse FOUIL



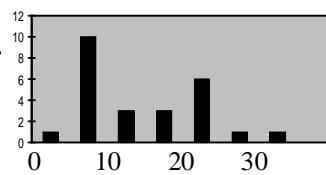
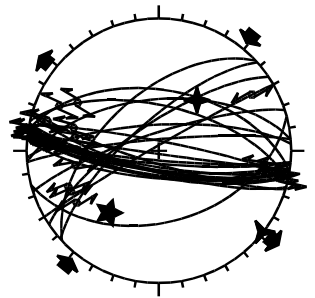
Gro est GROES



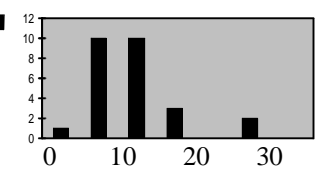
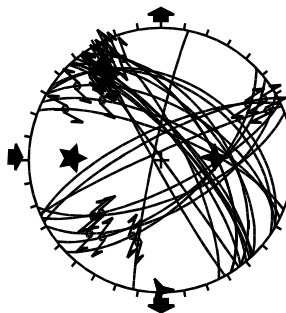
Gro ouest GROOU



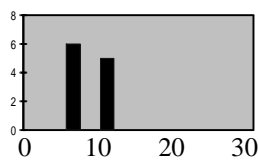
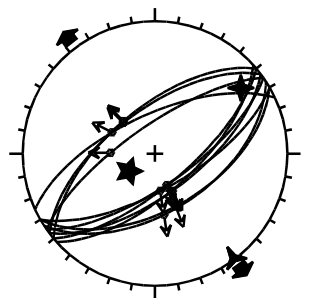
Gro ouest GROOU



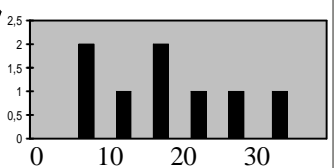
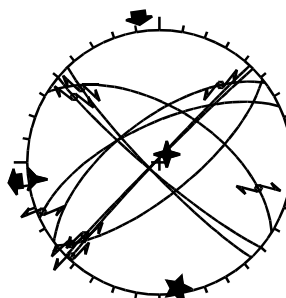
Gro ouest GROOU



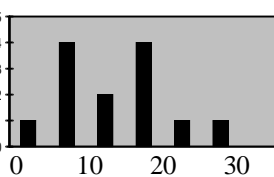
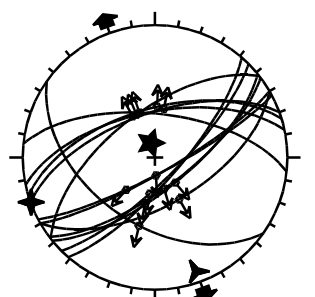
Janus est JANES



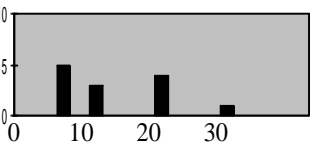
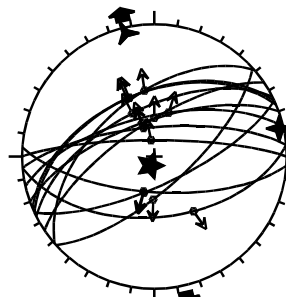
Janus est JANES



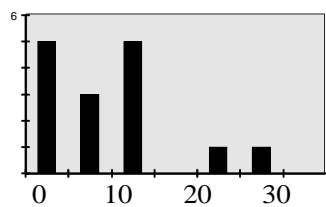
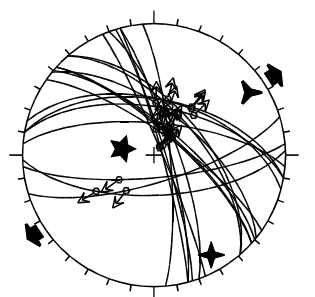
Janus ouest JANOU



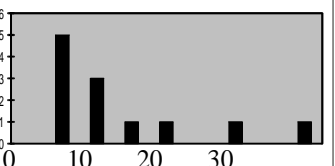
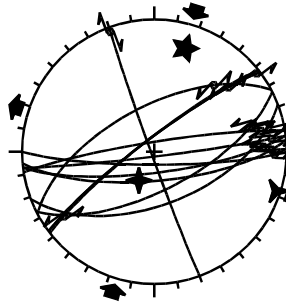
Lac des Cordes LCORD



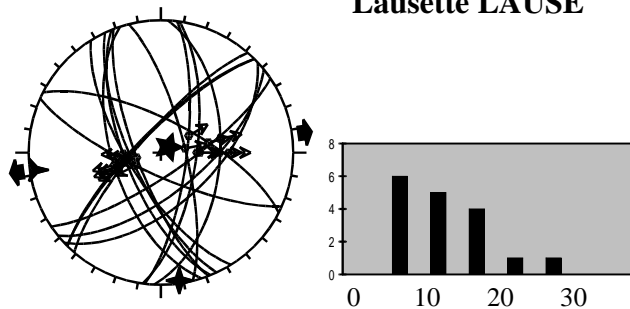
Lac des Neuf Couleurs NEUFC



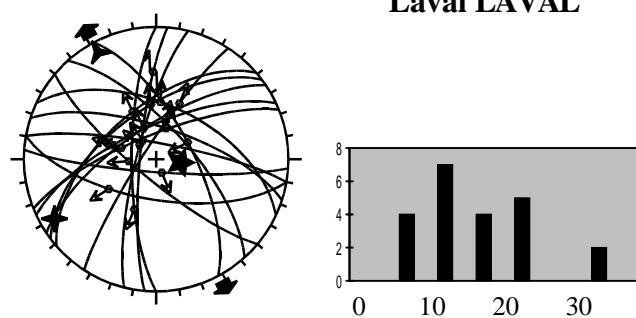
Lac des Neuf Couleurs NEUFC



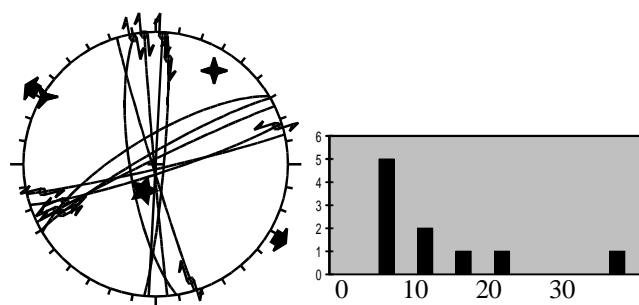
Lausette LAUSE



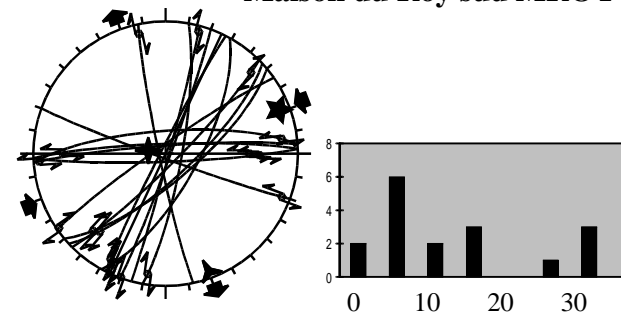
Laval LAVAL



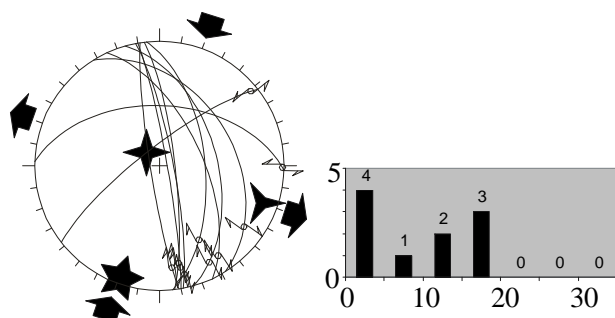
Maison du Roy nord MROYD



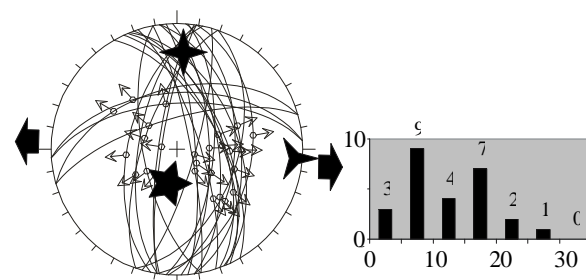
Maison du Roy sud MROYG



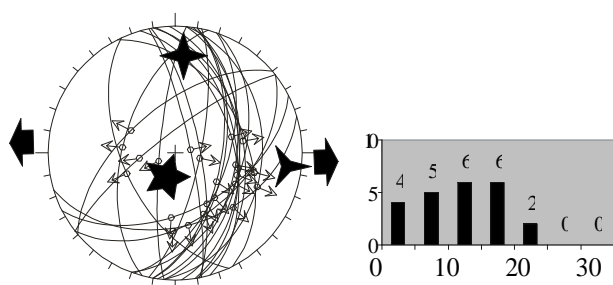
Oréac centre ORECE



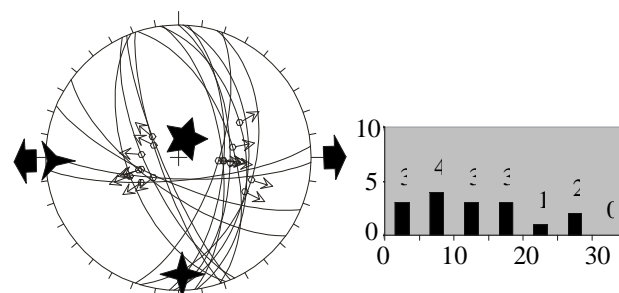
Oréac centre - a ORCEA



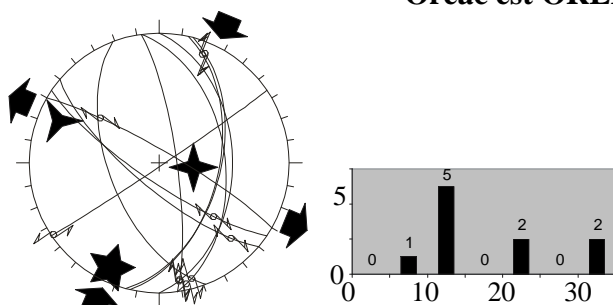
Oréac centre - b ORCEB



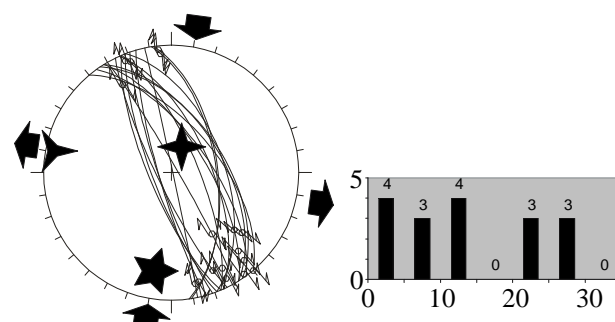
Oréac est OREES



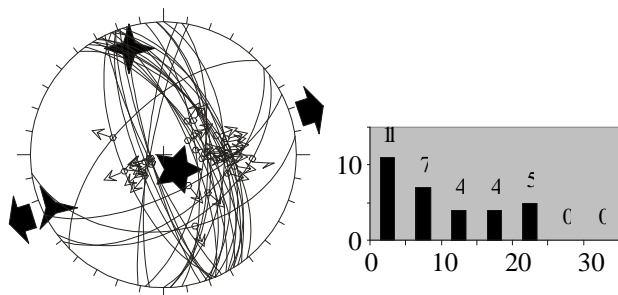
Oréac est OREES



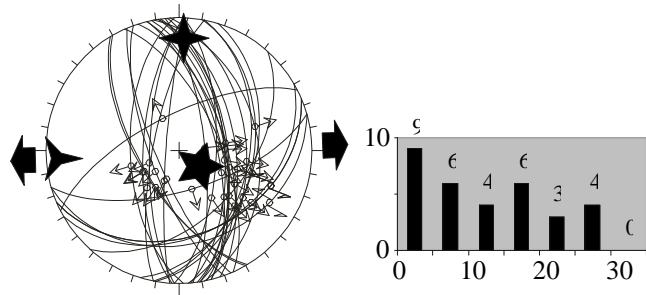
Oréac ouest OREOU



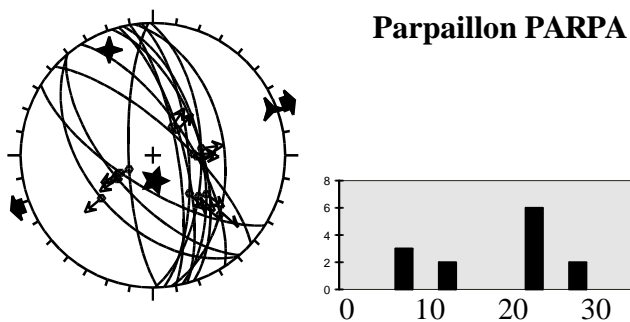
Oréac ouest - a OROUA



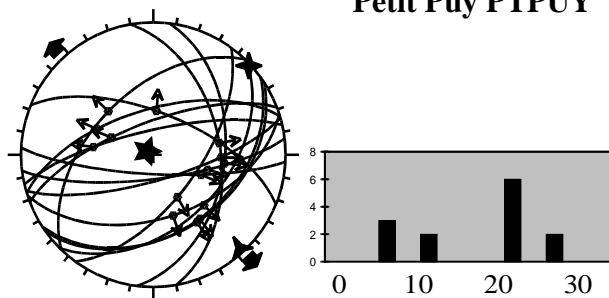
Oréac ouest - b OROUB



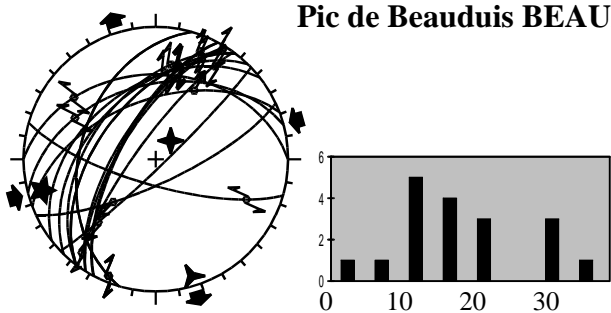
Parpaillon PARPA



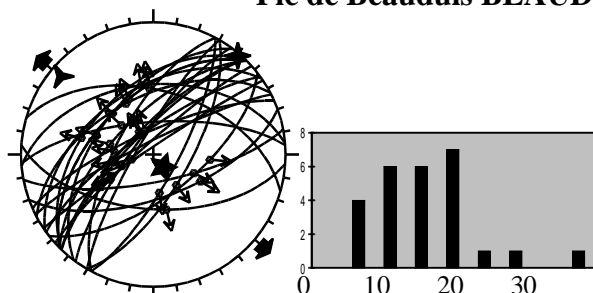
Petit Puy PTPUY



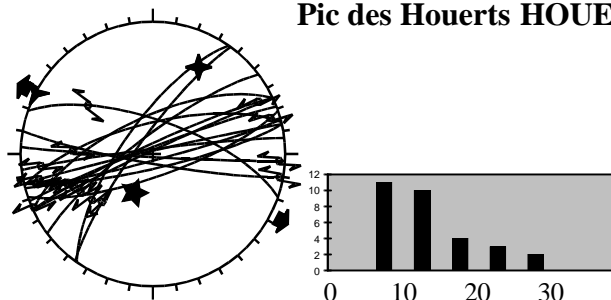
Pic de Beauduis BEAUD



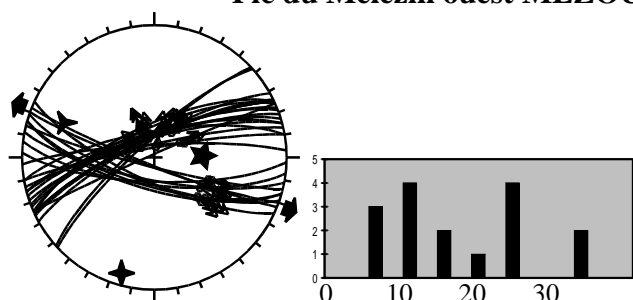
Pic de Beauduis BEAUD



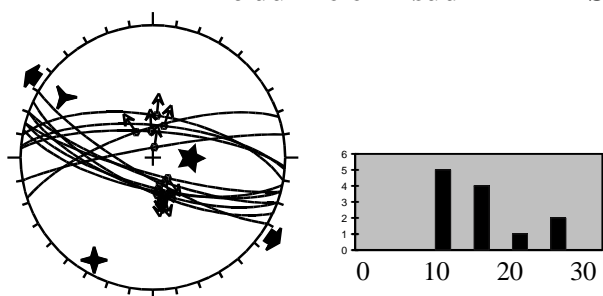
Pic des Houerts HOUER



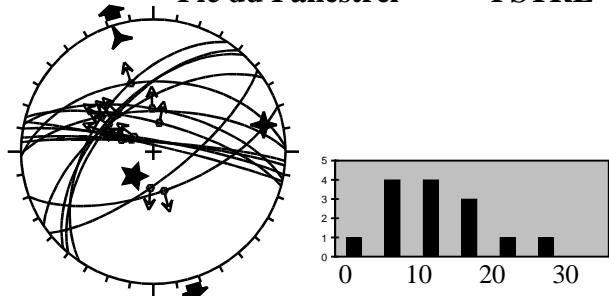
Pic du Mélezin ouest MLZOU



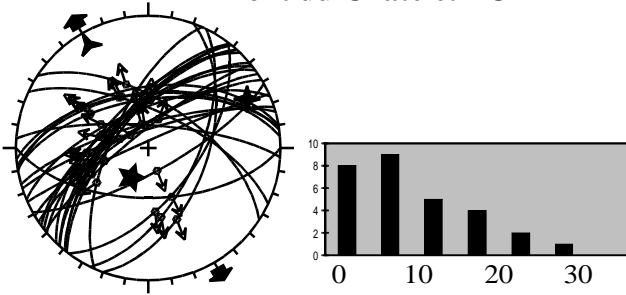
Pic du Mélezin sud MLZSU



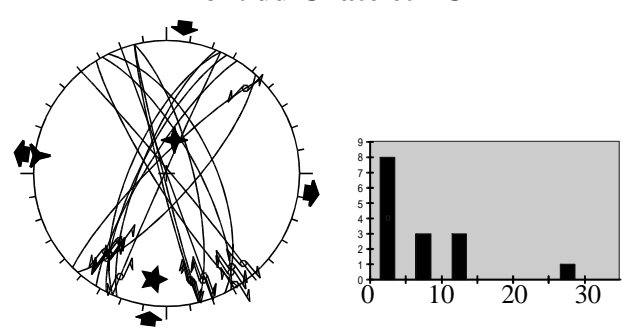
Pic du Panestrel PSTRL



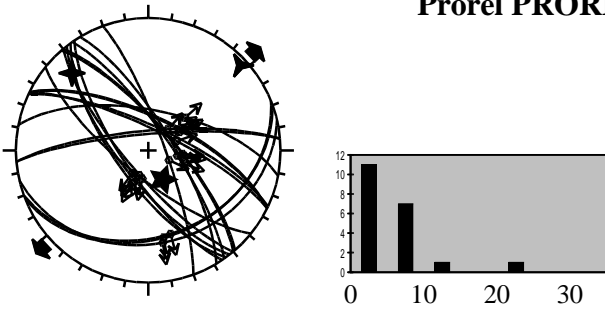
Pont du Châtelet PCHAT



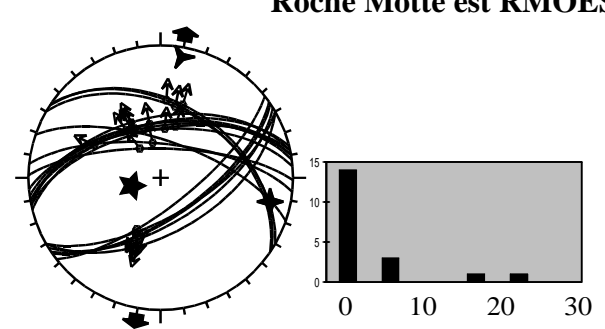
Pont du Châtelet PCHAT



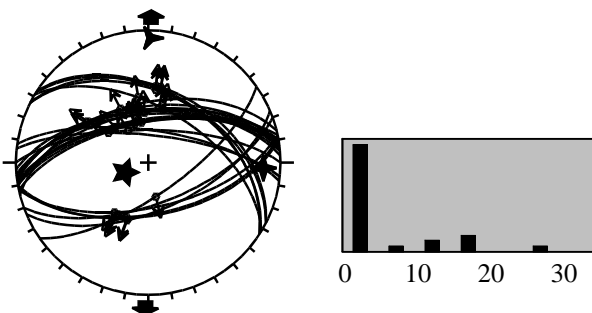
Prorel PRORE



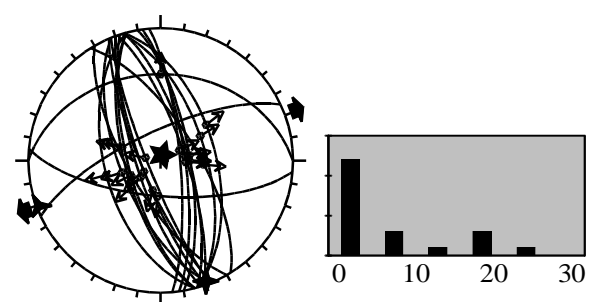
Roche Motte est RMOES



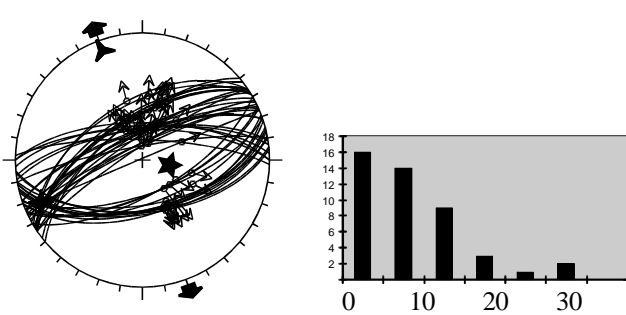
Roche Motte ouest RMOOU



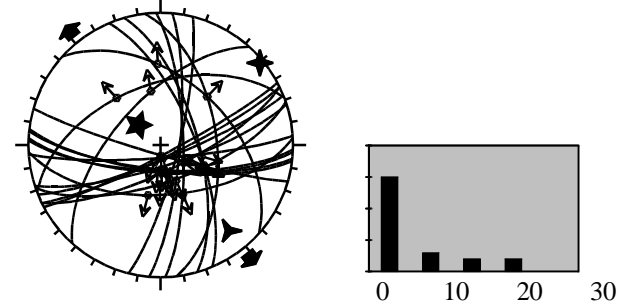
Rocher Baron ROBAR



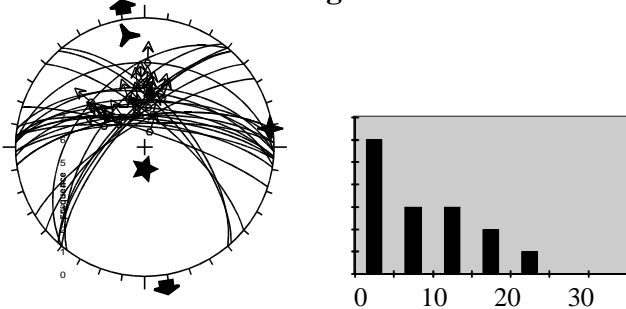
Rocher Blanc est RBLES



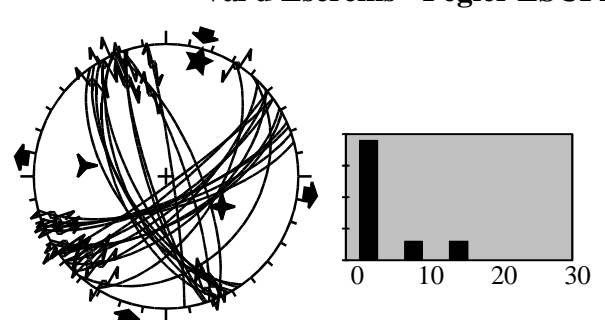
Rocher Blanc ouest RBLOU



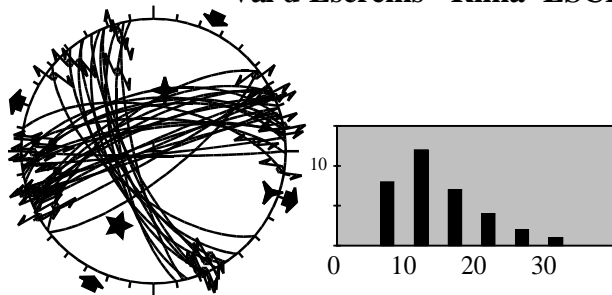
Turge de la Suffie TURGE



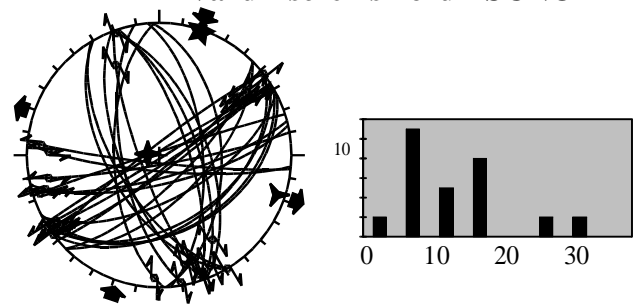
Val d'Escreins - Pégier ESCPE



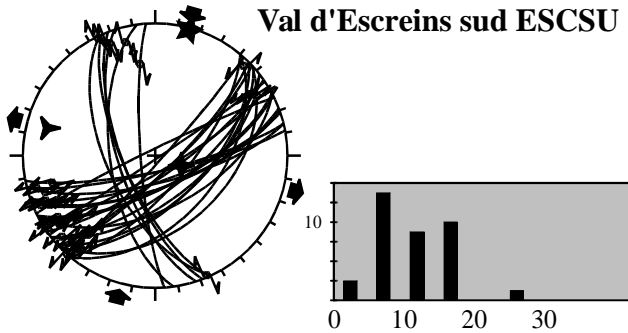
Val d'Escreins - Rima ESCRI



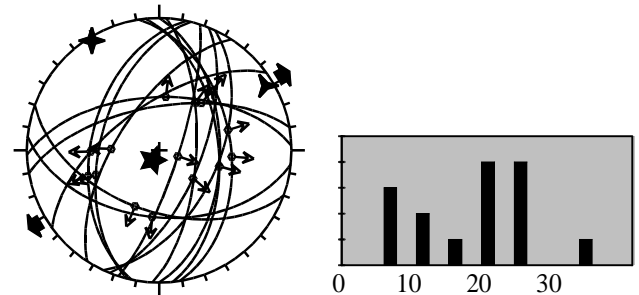
Val d'Escreins nord ESCNO



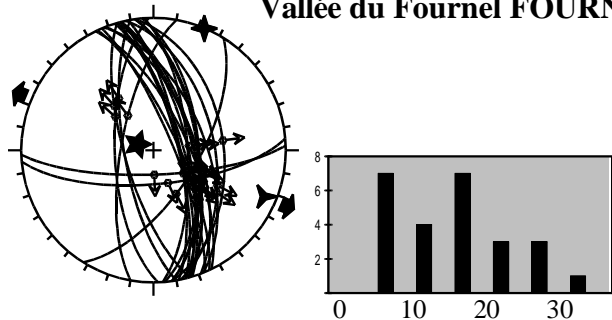
Val d'Escreins sud ESCSU



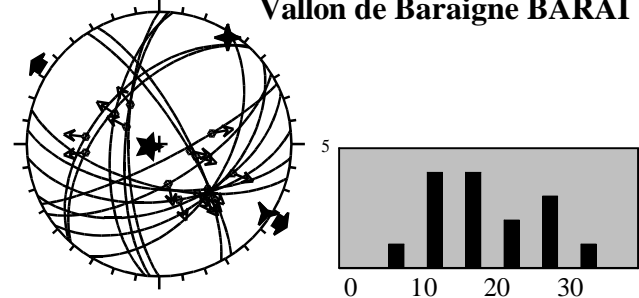
Vallée de Freissinières FREIS



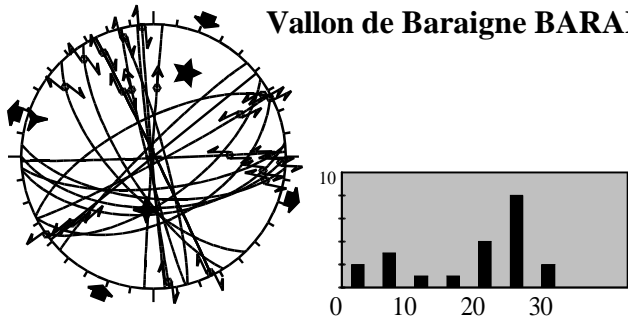
Vallée du Fournel FOURN



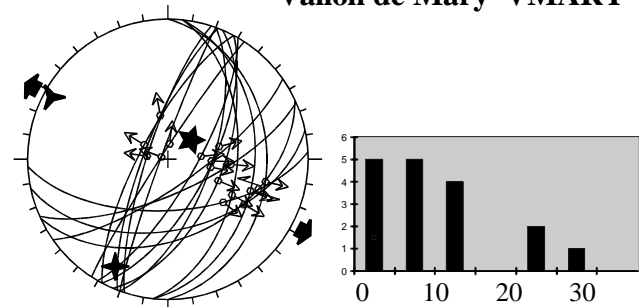
Vallon de Baraigne BARAI



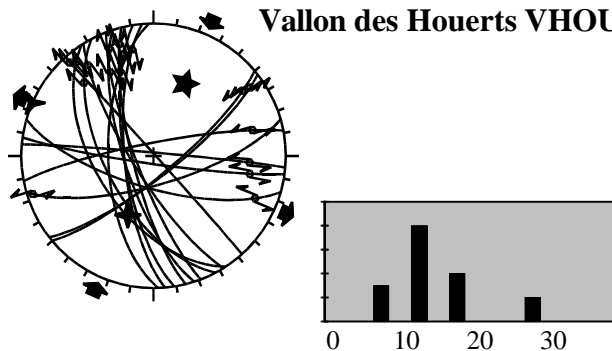
Vallon de Baraigne BARAI



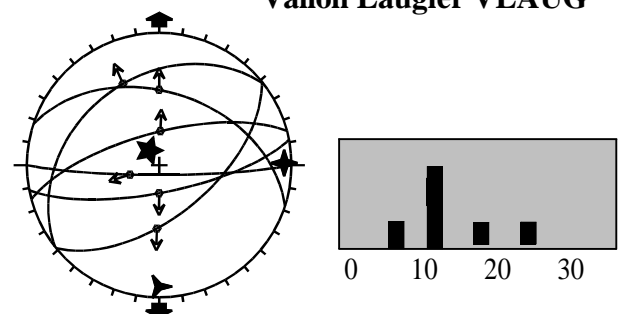
Vallon de Mary VMARY



Vallon des Houerts VHOUE



Vallon Laugier VLAUG



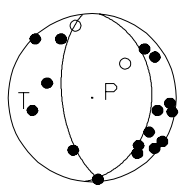
Annexe C.1 : Solutions focales non triées de la zone cible

date	h mn	lat	long	prof	phi1	dip1	rk1	phi2	dip2	rk2	phP	dipP	phT	dipT
891213	8 8	44-47.29	6-42.92	9.84	95.0	30.0	-80.	263.5	60.5	-96.	69.	16.	268.	75.
900120	1925	45- 8.08	7- 7.85	1.63	45.0	90.0	-140.	315.0	50.0	0.	188.	63.	82.	63.
900120	1925	45- 8.08	7- 7.85	1.63	185.0	55.0	100.	347.9	36.2	76.	178.	81.	39.	13.*
900304	22	44-52.47	6-38.05	9.21	95.0	25.0	-130.	317.8	71.1	-73.	162.	30.	305.	66.
900304	22	44-52.47	6-38.05	9.21	215.0	55.0	-90.	35.0	35.0	-90.	35.	10.	215.	80.*
900304	22	44-52.47	6-38.05	9.21	135.0	25.0	-80.	304.0	65.4	-95.	115.	21.	307.	70.*
900310	19 6	45- 1.27	6-43.34	9.99	195.0	85.0	-180.	105.0	90.0	-5.	330.	86.	60.	86.
900326	151	44-44.28	6-40.17	7.04	205.0	50.0	-180.	115.0	90.0	-40.	332.	63.	78.	63.
900326	151	44-44.28	6-40.17	7.04	70.0	80.0	-80.	204.6	14.1	-135.	262.	36.	61.	56.*
901127	153	44-55.17	6-38.60	2.94	115.0	50.0	-90.	295.0	40.0	-90.	295.	5.	115.	85.
910201	1520	44-43.86	6-42.47	1.30	160.0	65.0	40.	50.5	54.4	149.	193.	84.	290.	45.
910207	46	44-25.47	6-53.41	9.71	75.0	70.0	-140.	329.0	52.8	-25.	208.	48.	108.	79.
910211	1543	44-52.10	6-45.00	7.40	320.0	85.0	10.	229.1	80.0	175.	4.	87.	95.	79.
910213	1254	44-52.10	6-45.00	6.40	225.0	45.0	-160.	120.6	76.0	-47.	341.	48.	90.	71.
910213	1549	44-52.10	6-45.00	6.40	135.0	75.0	-30.	233.5	61.1	-163.	1.	58.	97.	81.
910423	552	44-28.06	6-43.04	9.79	185.0	45.0	-30.	297.2	69.3	-131.	73.	41.	326.	76.
910812	2256	44-48.16	6-45.97	2.66	90.0	35.0	-90.	270.0	55.0	-90.	90.	10.	270.	80.
911127	1218	44-31.44	6-51.71	9.14	85.0	50.0	-110.	294.5	44.0	-68.	200.	16.	99.	87.
911201	919	44-28.40	6-54.79	7.61	50.0	65.0	-180.	320.0	90.0	-25.	182.	73.	278.	73.
911201	919	44-28.40	6-54.79	7.61	260.0	25.0	-80.	69.0	65.4	-95.	240.	21.	72.	70.*
911202	322	44-36.93	6-56.56	12.80	240.0	10.0	-100.	70.2	80.2	-88.	252.	35.	69.	55.
920102	212	44-24.76	6-26.11	8.32	140.0	55.0	-30.	248.3	65.8	-141.	18.	46.	282.	83.
920403	520	44-32.46	7- 2.11	10.03	105.0	90.0	90.	330.0	.0	135.	105.	45.	285.	45.
920411	656	44-27.95	6-42.26	9.40	150.0	50.0	-50.	277.5	54.1	-127.	37.	30.	303.	88.
920419	2224	44-16.21	6-11.86	7.49	170.0	30.0	10.	71.3	85.0	120.	47.	57.	280.	48.
920914	1320	44-53.58	6-37.65	4.87	95.0	35.0	-90.	275.0	55.0	-90.	95.	10.	275.	80.
921101	1145	44-38.82	6-47.00	5.29	250.0	15.0	60.	100.9	77.0	98.	95.	58.	291.	33.
921201	1941	44-32.10	6-51.10	8.30	255.0	25.0	-70.	53.1	66.6	-99.	216.	23.	60.	69.
930322	427	44-28.15	6-54.34	8.49	185.0	65.0	150.	288.7	63.1	28.	147.	89.	56.	52.
930414	1032	44-15.37	6-13.28	7.09	165.0	15.0	-110.	5.6	75.9	-85.	193.	31.	1.	59.
930505	434	44-16.10	6-50.23	10.39	205.0	25.0	110.	3.1	66.6	81.	10.	69.	166.	23.
930615	15 0	44-31.28	6-51.40	7.38	245.0	70.0	-90.	65.0	20.0	-90.	65.	25.	245.	65.
930710	20 3	44-53.64	6-37.23	2.84	155.0	35.0	-40.	279.5	68.4	-118.	61.	33.	300.	71.
930813	119	44-30.67	6-44.76	6.29	190.0	10.0	-110.	30.3	80.6	-87.	214.	36.	27.	54.
930916	1348	44-51.60	7-11.47	10.01	65.0	90.0	-90.	200.0	.0	-135.	245.	45.	65.	45.
930921	4 0	45- .37	6-38.52	8.69	15.0	90.0	-100.	285.0	10.0	0.	185.	46.	25.	46.
931011	433	44-34.97	6-19.32	4.32	105.0	30.0	-160.	357.5	80.2	-62.	207.	43.	335.	61.
931011	433	44-34.97	6-19.32	4.32	85.0	90.0	-140.	355.0	50.0	0.	228.	63.	122.	63.*
931021	1530	44-24.01	6-52.66	10.59	150.0	55.0	-20.	251.8	73.7	-143.	26.	53.	287.	78.
931030	545	44-47.84	6-37.78	5.61	260.0	55.0	-70.	47.6	39.7	-116.	131.	18.	246.	82.
931110	1913	44-45.10	6-37.42	8.47	230.0	45.0	-90.	50.0	45.0	-90.	301.	0.	50.	90.
931121	2027	44-38.76	6-45.72	4.52	215.0	35.0	0.	125.0	90.0	125.	95.	55.	335.	55.
931121	2027	44-38.76	6-45.72	4.52	105.0	10.0	180.	195.0	90.0	80.	205.	46.	5.	46.*
931129	1415	44-38.30	6-42.26	5.00	285.0	70.0	-50.	37.2	44.0	-150.	148.	41.	257.	75.
931129	1415	44-38.30	6-42.26	5.00	115.0	90.0	0.	25.0	90.0	180.	340.	90.	70.	90.*
931203	47	44-44.45	6-44.84	.50	140.0	55.0	-90.	320.0	35.0	-90.	320.	10.	140.	80.
931214	3 7	45- 2.30	6-32.54	7.08	100.0	25.0	-70.	258.1	66.6	-99.	61.	23.	265.	69.
940208	1117	44-58.03	6-39.94	8.46	135.0	45.0	-70.	287.8	48.4	-109.	38.	14.	301.	88.
940211	928	44-24.33	6-50.77	9.98	115.0	65.0	-50.	231.7	46.0	-144.	343.	38.	87.	79.
940211	1135	44-22.09	6-54.75	6.80	85.0	45.0	-110.	292.2	48.4	-71.	182.	14.	279.	88.
940415	258	44-17.00	6-43.86	6.28	240.0	75.0	-70.	5.4	24.8	-142.	85.	34.	224.	63.
940427	1322	45- 2.01	6-15.17	9.96	35.0	85.0	-110.	291.5	20.6	-14.	194.	44.	53.	53.
940517	259	45- 2.16	7- 7.94	11.47	160.0	80.0	40.	61.7	50.7	167.	195.	71.	299.	55.
940618	459	44-51.94	6-38.18	9.20	250.0	45.0	-80.	56.0	45.9	-100.	156.	7.	63.	90.
940622	23 8	44-32.99	6-54.83	11.17	160.0	85.0	-10.	250.9	80.0	-175.	25.	79.	116.	87.
940627	1147	44-25.94	6-26.58	2.80	65.0	60.0	-130.	304.2	48.4	-42.	192.	35.	92.	83.
940627	1748	44-25.98	6-25.97	7.18	255.0	15.0	-40.	24.0	80.4	-102.	190.	37.	34.	56.
940627	1748	44-25.98	6-25.97	7.18	70.0	30.0	-60.	216.3	64.3	-106.	7.	23.	228.	72.*

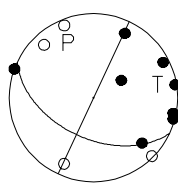
940801	2139	45-11.78	6-19.43	1.05	190.0	85.0	-50.	285.9	40.3	-172.	45.	53.	159.	61.
940801	2139	45-11.78	6-19.43	1.05	135.0	65.0	-100.	337.6	26.8	-70.	295.	22.	142.	71.*
940916	1758	44-38.64	6-52.29	6.14	250.0	50.0	-70.	40.5	44.0	-112.	135.	16.	236.	87.
940917	1146	45- 2.06	6-31.61	8.74	225.0	35.0	-100.	57.1	55.6	-83.	262.	12.	52.	80.
940924	418	44-32.18	6-52.62	3.64	95.0	70.0	-110.	321.8	28.0	-47.	246.	30.	110.	68.
941113	36	44-19.08	6-27.65	7.10	190.0	70.0	100.	342.7	22.3	64.	182.	66.	26.	26.
941128	828	44-20.23	6-39.37	9.24	105.0	60.0	-40.	217.8	56.2	-143.	340.	42.	72.	88.
941202	10 5	44-59.71	7-10.77	13.49	170.0	90.0	60.	80.0	30.0	180.	197.	52.	323.	52.
941202	10 5	44-59.71	7-10.77	13.49	235.0	60.0	90.	55.0	30.0	90.	235.	75.	55.	15.*
941203	2115	44-31.37	6-52.02	5.42	195.0	40.0	-100.	28.0	50.7	-82.	252.	8.	22.	85.
941207	2145	44-31.85	7-10.72	12.93	250.0	40.0	-70.	44.6	52.8	-106.	173.	14.	56.	83.
950414	1613	44-33.51	7-10.45	9.98	275.0	85.0	70.	171.5	20.6	166.	293.	53.	74.	44.
950418	228	44-39.55	6-40.69	4.75	120.0	25.0	-50.	257.2	71.1	-107.	53.	30.	270.	66.
950418	228	44-39.55	6-40.69	4.75	310.0	70.0	-50.	62.2	44.0	-150.	173.	41.	282.	75.*
950424	39	44-39.65	7-11.75	11.41	100.0	70.0	-110.	326.8	28.0	-47.	251.	30.	115.	68.
950911	2255	44-41.10	6-47.08	5.03	270.0	60.0	-40.	22.8	56.2	-143.	145.	42.	237.	88.
950922	8 6	44-31.28	6-54.36	2.62	80.0	70.0	80.	287.3	22.3	116.	88.	66.	244.	26.
951008	6 7	44-30.82	6-53.73	4.77	110.0	75.0	-90.	290.0	15.0	-90.	290.	30.	110.	60.
951013	22 7	44-30.68	6-50.93	6.06	70.0	85.0	-110.	326.5	20.6	-14.	229.	44.	88.	53.
951013	22 7	44-30.68	6-50.93	6.06	80.0	25.0	-160.	331.7	81.7	-66.	177.	42.	312.	57.*
951016	11 4	44-47.31	6-46.01	9.32	135.0	25.0	-40.	262.3	74.2	-110.	57.	34.	278.	63.
951018	213	44-30.55	6-53.30	4.29	225.0	55.0	-110.	77.4	39.7	-64.	354.	18.	239.	82.
951018	847	44-30.21	6-52.59	4.69	250.0	20.0	-110.	91.2	71.3	-83.	282.	27.	86.	64.
951018	1349	44-30.48	6-53.11	4.56	210.0	35.0	-80.	17.9	55.6	-97.	173.	12.	23.	80.
951018	1349	44-30.48	6-53.11	4.56	125.0	70.0	-100.	332.3	22.3	-64.	289.	26.	133.	66.*
951117	48	44-30.89	6-41.03	8.34	185.0	40.0	-70.	339.6	52.8	-106.	108.	14.	351.	83.
951118	1841	44-48.71	7- 8.95	14.87	225.0	30.0	-140.	99.0	71.3	-66.	311.	33.	81.	67.
951122	1112	45- 2.58	6-32.65	8.43	130.0	30.0	-30.	246.6	75.5	-117.	36.	38.	267.	64.
951125	627	44-30.61	6-40.75	8.28	105.0	40.0	-90.	285.0	50.0	-90.	105.	5.	285.	85.
951229	220	44-30.50	6-43.23	7.86	185.0	65.0	-40.	294.5	54.4	-149.	55.	45.	152.	84.
960122	1641	44-27.66	6-46.32	5.44	95.0	45.0	-40.	215.7	63.0	-127.	347.	35.	242.	80.
960122	1641	44-27.66	6-46.32	5.44	160.0	90.0	-90.	295.0	.0	-135.	340.	45.	160.	45.*
960218	416	44-45.24	6-45.33	9.58	90.0	40.0	-100.	283.0	50.7	-82.	147.	8.	277.	85.
960406	13 7	44-53.79	6-33.69	4.63	315.0	65.0	-50.	71.7	46.0	-144.	183.	38.	287.	79.
960406	13 7	44-53.79	6-33.69	4.63	250.0	75.0	-110.	124.6	24.8	-38.	45.	34.	266.	63.*
960418	531	44-15.31	6-53.39	9.74	155.0	90.0	0.	65.0	90.0	180.	20.	90.	110.	90.
960418	539	44-14.84	6-53.42	10.03	95.0	35.0	-60.	239.8	60.2	-109.	20.	21.	254.	77.
960610	9 2	44-32.03	6-52.62	5.41	245.0	65.0	-90.	65.0	25.0	-90.	65.	20.	245.	70.
960809	1731	44-23.44	6-25.13	7.51	165.0	70.0	-60.	285.6	35.5	-144.	23.	35.	143.	71.
960811	825	44-33.92	7-11.09	8.47	40.0	75.0	-130.	292.9	42.3	-23.	180.	45.	69.	70.
960811	825	44-33.92	7-11.09	8.47	55.0	75.0	-100.	269.3	18.0	-57.	221.	31.	63.	61.*
960926	11 5	44-52.65	6-22.10	6.68	95.0	70.0	-170.	1.5	80.6	-20.	227.	69.	320.	83.
960930	1817	44-52.01	6-21.49	7.38	125.0	15.0	-40.	254.0	80.4	-102.	60.	37.	264.	56.
961007	213	44-13.41	6-48.30	3.17	95.0	30.0	-80.	263.5	60.5	-96.	69.	16.	268.	75.
961026	1621	44-13.19	6-48.30	3.58	185.0	80.0	80.	50.4	14.1	135.	194.	56.	353.	36.
970221	1951	44-48.51	6-38.43	8.07	115.0	20.0	-80.	284.4	70.3	-94.	98.	25.	287.	65.
970221	20 1	44-48.86	6-38.93	9.92	215.0	50.0	-80.	19.7	41.0	-102.	88.	9.	208.	85.
970221	20 1	44-48.86	6-38.93	9.92	150.0	40.0	-90.	330.0	50.0	-90.	150.	5.	330.	85.*
970301	1123	44-25.30	6-59.42	10.20	205.0	45.0	-130.	74.9	57.2	-57.	309.	28.	52.	83.
970301	1123	44-25.30	6-59.42	10.20	255.0	85.0	-80.	11.3	11.2	-153.	86.	41.	246.	51.*
970313	7 8	45- 2.99	6-55.58	9.98	330.0	85.0	80.	213.7	11.2	153.	339.	51.	139.	41.
970323	224	44-46.73	6-54.60	11.88	105.0	25.0	-100.	296.0	65.4	-85.	125.	21.	293.	70.
970323	224	44-46.73	6-54.60	11.88	250.0	60.0	-70.	33.9	35.5	-121.	111.	22.	236.	77.*
970514	1723	44-28.65	7- 4.82	9.09	290.0	85.0	30.	197.1	60.1	174.	330.	73.	68.	66.
970530	343	44-48.59	6-37.60	9.11	40.0	75.0	-150.	301.5	61.1	-17.	174.	58.	78.	81.
970530	343	44-48.59	6-37.60	9.11	245.0	20.0	-110.	86.2	71.3	-83.	277.	27.	81.	64.*
970620	1848	44-32.52	7- 9.41	14.48	185.0	20.0	-170.	85.6	86.6	-70.	285.	45.	68.	52.
970620	1848	44-32.52	7- 9.41	14.48	75.0	40.0	-40.	197.7	65.6	-123.	334.	34.	221.	76.*
970719	125	45- 1.67	6-32.56	9.81	100.0	35.0	-60.	244.8	60.2	-109.	25.	21.	259.	77.
970803	1026	44-54.16	6-37.34	7.47	135.0	20.0	-40.	263.3	77.3	-106.	64.	35.	276.	59.
970819	1947	45- .77	6-47.15	9.75	85.0	35.0	-150.	329.7	73.3	-59.	186.	39.	306.	68.
970819	1947	45- .77	6-47.15	9.75	225.0	75.0	100.	10.7	18.0	57.	217.	61.	59.	31.*
970830	656	44-43.82	6-39.83	8.78	135.0	70.0	-70.	268.2	28.0	-133.	344.	30.	120.	68.
970913	1759	44-45.43	6-46.13	8.77	35.0	40.0	-150.	281.1	71.3	-54.	142.	40.	255.	72.

971003	15 3	44-18.85	6-27.94	11.90	225.0	85.0	140.	319.2	50.2	7.	189.	67.	84.	59.
971003	15 3	44-18.85	6-27.94	11.90	160.0	50.0	40.	41.7	60.5	132.	13.	84.	275.	37.*
971022	442	44-24.72	6-31.35	8.86	255.0	30.0	-110.	97.8	62.0	-79.	302.	19.	90.	74.
971022	442	44-24.72	6-31.35	8.86	115.0	20.0	-120.	326.6	72.8	-80.	162.	29.	318.	63.*
971022	442	44-24.72	6-31.35	8.86	60.0	80.0	-130.	318.3	41.0	-15.	203.	49.	90.	66.*
971022	451	44-24.59	6-31.29	9.14	110.0	20.0	-140.	341.7	77.3	-74.	181.	35.	329.	59.
971031	423	44-16.26	6-32.80	5.38	150.0	60.0	50.	29.2	48.4	138.	177.	83.	277.	35.
971031	531	44-15.99	6-32.71	7.23	120.0	5.0	160.	229.9	88.3	85.	234.	47.	45.	43.
971031	713	44-15.87	6-31.65	5.61	135.0	85.0	-80.	251.3	11.2	-153.	326.	41.	126.	51.
971031	713	44-15.87	6-31.65	5.61	70.0	90.0	100.	160.0	10.0	0.	60.	46.	260.	46.*
971031	715	44-16.21	6-32.26	8.58	265.0	10.0	-80.	74.8	80.2	-92.	253.	35.	76.	55.
971106	1239	44-24.63	6-31.11	8.57	185.0	75.0	30.	86.5	61.1	163.	223.	81.	319.	58.
971125	2355	44-24.67	6-30.82	9.37	75.0	60.0	-100.	274.4	31.5	-73.	230.	17.	82.	76.
971125	2355	44-24.67	6-30.82	9.37	250.0	20.0	-120.	101.6	72.8	-80.	297.	29.	93.	63.*
971218	13 9	44-15.54	6-31.17	7.61	150.0	10.0	-80.	319.8	80.2	-92.	138.	35.	321.	55.
971230	9 3	44-16.11	6-32.77	7.55	125.0	25.0	-170.	25.9	85.8	-65.	230.	46.	5.	54.

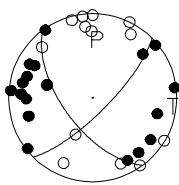
891213 8 8
Z= 9.84 M=



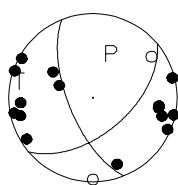
900326 151
Z= 7.04 M=



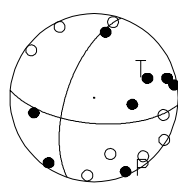
910213 1549
Z= 6.40 M= 3.89



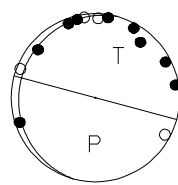
920102 212
Z= 8.32 M=



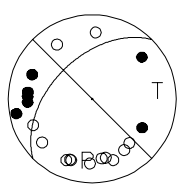
930322 427
Z= 8.49 M=



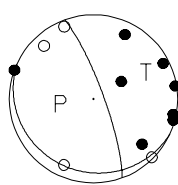
930921 4 0
Z= 8.69 M=



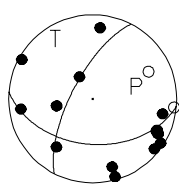
900120 1925
Z= 1.63 M=



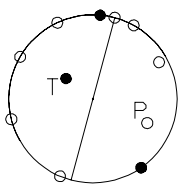
900326 151*
Z= 7.04 M=



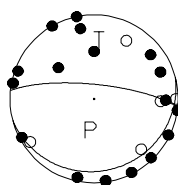
910423 552
Z= 9.79 M=



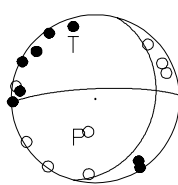
920403 520
Z= 10.03 M=



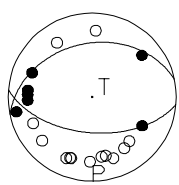
930414 1032
Z= 7.09 M=



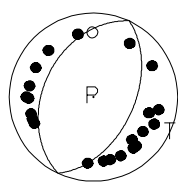
931011 433
Z= 4.32 M=



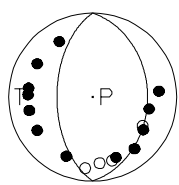
900120 1925*
Z= 1.63 M=



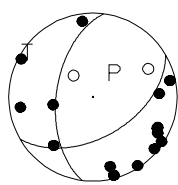
901127 153
Z= 2.94 M=



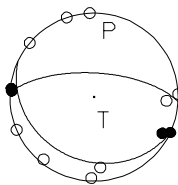
910812 2256
Z= 2.66 M=



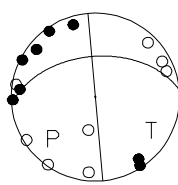
920411 656
Z= 9.40 M=



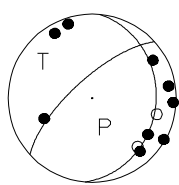
930505 434
Z= 10.39 M=



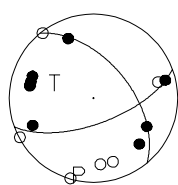
931011 433*
Z= 4.32 M=



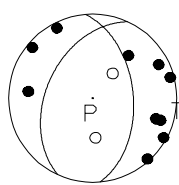
900304 022
Z= 9.21 M=



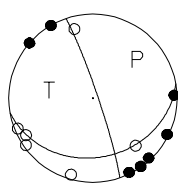
910201 1520
Z= 1.30 M=



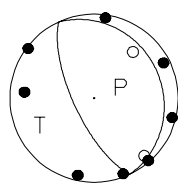
911127 1218
Z= 9.14 M=



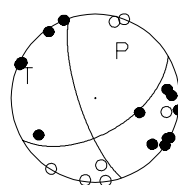
920419 2224
Z= 7.49 M=



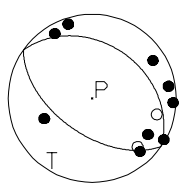
930615 15 0
Z= 7.38 M=



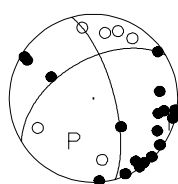
931021 1530
Z= 10.59 M=



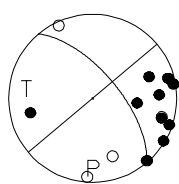
900304 022*
Z= 9.21 M=



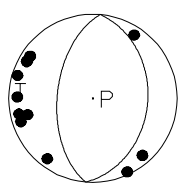
910207 046
Z= 9.71 M=



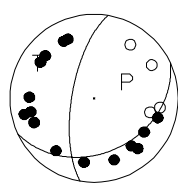
911201 919
Z= 7.61 M=



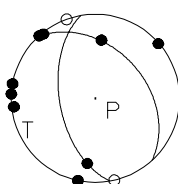
920914 1320
Z= 4.87 M=



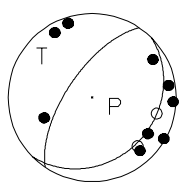
930710 20 3
Z= 2.84 M=



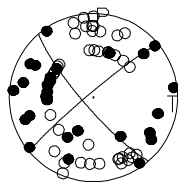
931030 545
Z= 5.61 M=



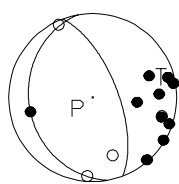
900304 022*
Z= 9.21 M=



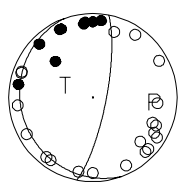
910211 1543
Z= 7.40 M= 4.54



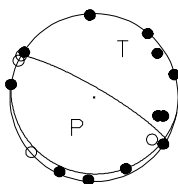
911201 919*
Z= 7.61 M=



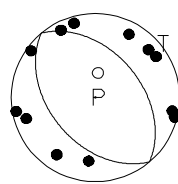
921101 1145
Z= 5.29 M=



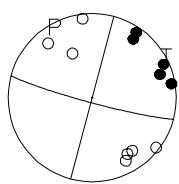
930813 119
Z= 6.29 M=



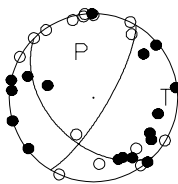
931110 1913
Z= 8.47 M=



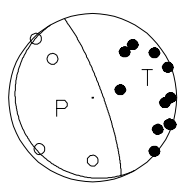
900310 19 6
Z= 9.99 M=



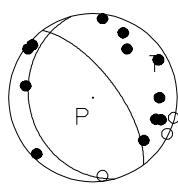
910213 1254
Z= 6.40 M= 3.79



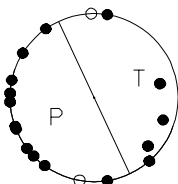
911202 322
Z= 12.80 M=



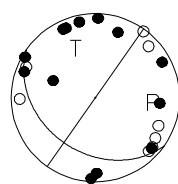
921201 1941
Z= 8.30 M=



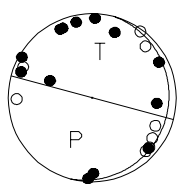
930916 1348
Z= 10.01 M=



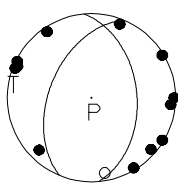
931121 2027
Z= 4.52 M=



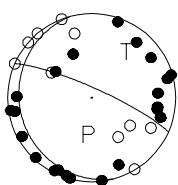
931121 2027*
Z= 4.52 M=



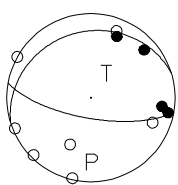
940211 1135
Z= 6.80 M=



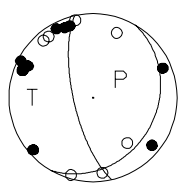
940627 1748
Z= 7.18 M=



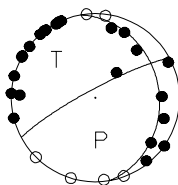
941113 036
Z= 7.10 M=



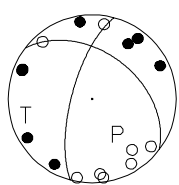
950418 228
Z= 4.75 M=



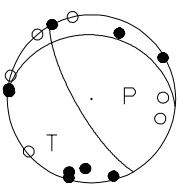
951013 22 7*
Z= 6.06 M=



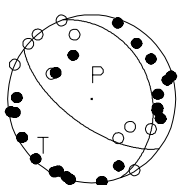
931129 1415
Z= 5.00 M=



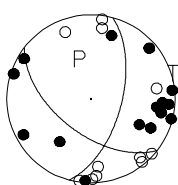
940415 258
Z= 6.28 M=



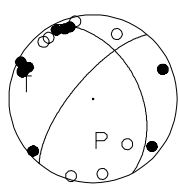
940627 1748*
Z= 7.18 M=



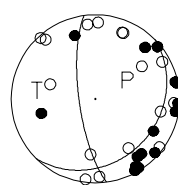
941128 828
Z= 9.24 M=



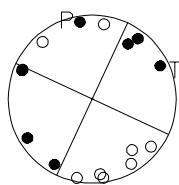
950418 228*
Z= 4.75 M=



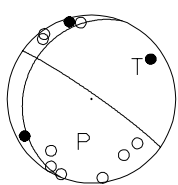
951016 11 4
Z= 9.32 M=



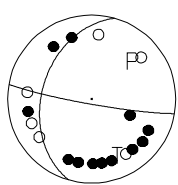
931129 1415*
Z= 5.00 M=



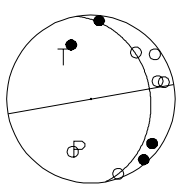
940427 1322
Z= 9.96 M=



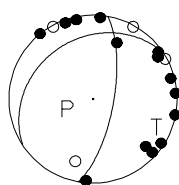
940801 2139
Z= 1.05 M=



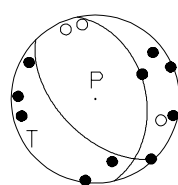
941202 10 5
Z= 13.49 M=



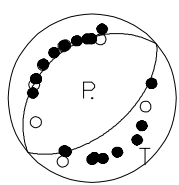
950424 039
Z= 11.41 M=



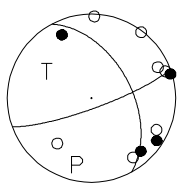
951018 213
Z= 4.29 M=



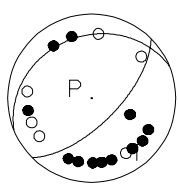
931203 047
Z= .50 M=



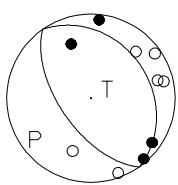
940517 259
Z= 11.47 M=



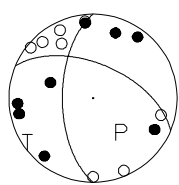
940801 2139*
Z= 1.05 M=



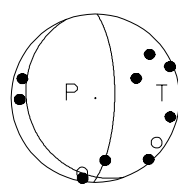
941202 10 5*
Z= 13.49 M=



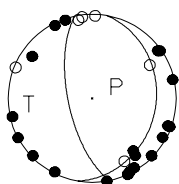
950911 2255
Z= 5.03 M=



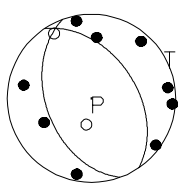
951018 847
Z= 4.69 M=



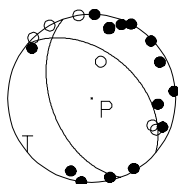
931214 3 7
Z= 7.08 M=



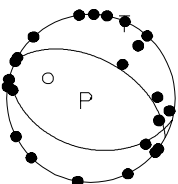
940618 459
Z= 9.20 M=



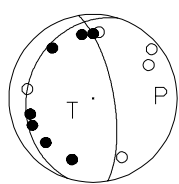
940916 1758
Z= 6.14 M=



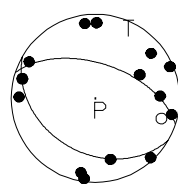
941203 2115
Z= 5.42 M=



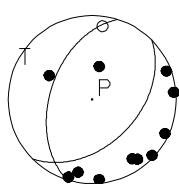
950922 8 6
Z= 2.62 M=



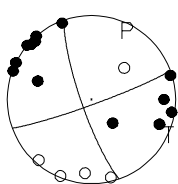
951018 1349
Z= 4.56 M=



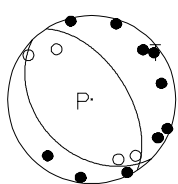
940208 1117
Z= 8.46 M=



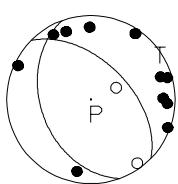
940622 23 8
Z= 11.17 M=



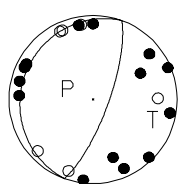
940917 1146
Z= 8.74 M=



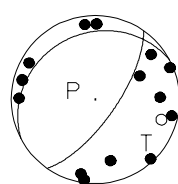
941207 2145
Z= 12.93 M=



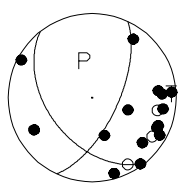
951008 6 7
Z= 4.77 M=



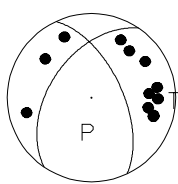
951018 1349*
Z= 4.56 M=



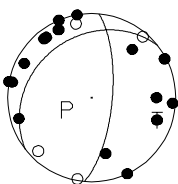
940211 928
Z= 9.98 M=



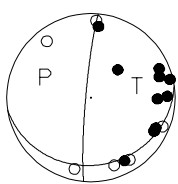
940627 1147
Z= 2.80 M=



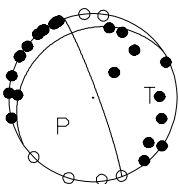
940924 418
Z= 3.64 M=



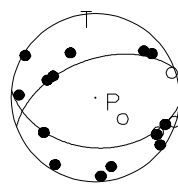
950414 1613
Z= 9.98 M=



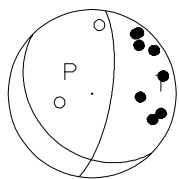
951013 22 7
Z= 6.06 M=



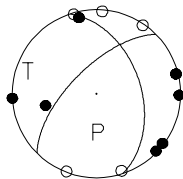
951117 048
Z= 8.34 M=



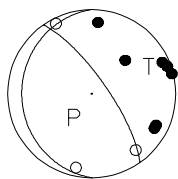
951118 1841
Z= 14.87 M=



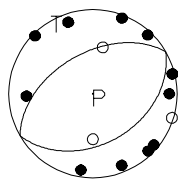
960406 13 7
Z= 4.63 M=



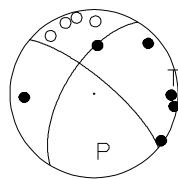
960811 825*
Z= 8.47 M=



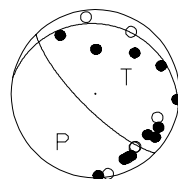
970221 20 1*
Z= 9.92 M=



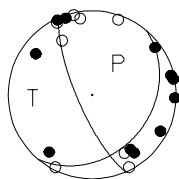
970530 343
Z= 9.11 M=



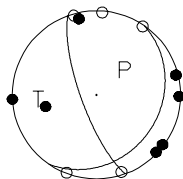
970819 1947*
Z= 9.75 M=



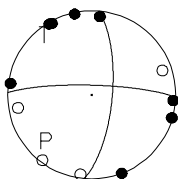
951122 1112
Z= 8.43 M=



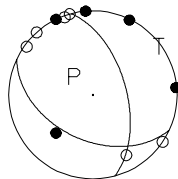
960406 13 7*
Z= 4.63 M=



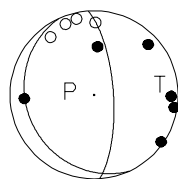
960926 11 5
Z= 6.68 M=



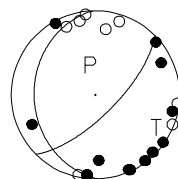
970301 1123
Z= 10.20 M=



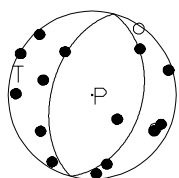
970530 343*
Z= 9.11 M=



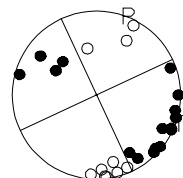
970830 656
Z= 8.78 M=



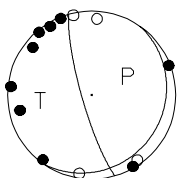
951125 627
Z= 8.28 M=



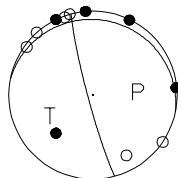
960418 531
Z= 9.74 M=



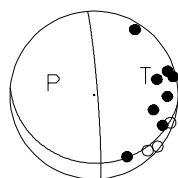
960930 1817
Z= 7.38 M=



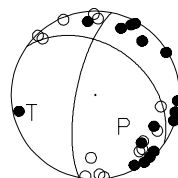
970301 1123*
Z= 10.20 M=



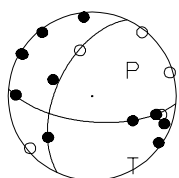
970620 1848
Z= 14.48 M=



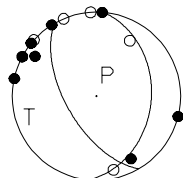
970913 1759
Z= 8.77 M=



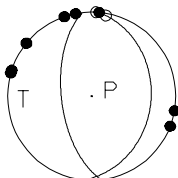
951229 220
Z= 7.86 M=



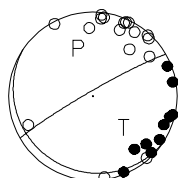
960418 539
Z= 10.03 M=



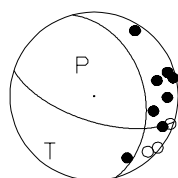
961007 213
Z= 3.17 M=



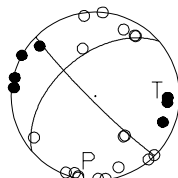
970313 7 8
Z= 9.98 M=



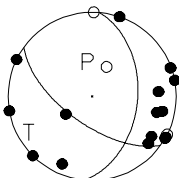
970620 1848*
Z= 14.48 M=



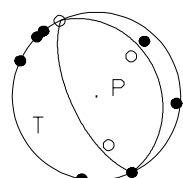
971003 15 3
Z= 11.90 M=



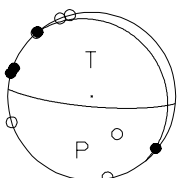
960122 1641
Z= 5.44 M=



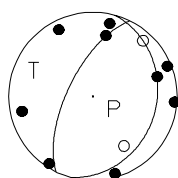
960610 9 2
Z= 5.41 M=



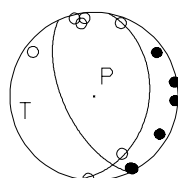
961026 1621
Z= 3.58 M=



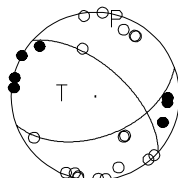
970323 224
Z= 11.88 M=



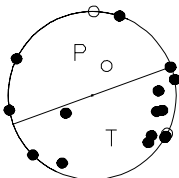
970719 125
Z= 9.81 M=



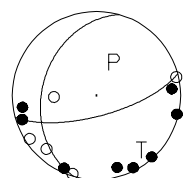
971003 15 3*
Z= 11.90 M=



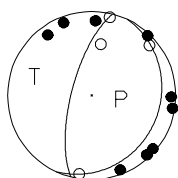
960122 1641*
Z= 5.44 M=



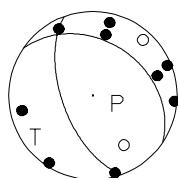
960809 1731
Z= 7.51 M=



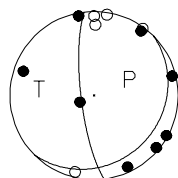
970221 1951
Z= 8.07 M=



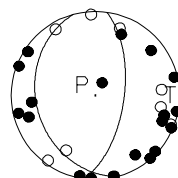
970323 224*
Z= 11.88 M=



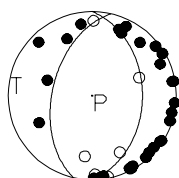
970803 1026
Z= 7.47 M=



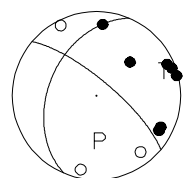
971022 442
Z= 8.86 M=



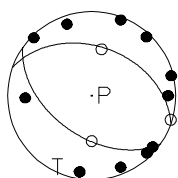
960218 416
Z= 9.58 M=



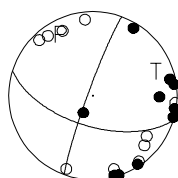
960811 825
Z= 8.47 M=



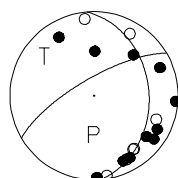
970221 20 1
Z= 9.92 M=



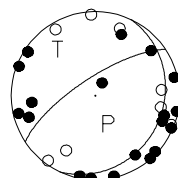
970514 1723
Z= 9.09 M=



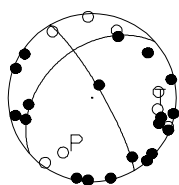
970819 1947
Z= 9.75 M=



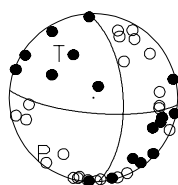
971022 442*
Z= 8.86 M=



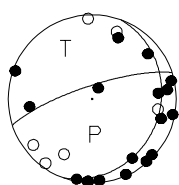
971022 442*
Z= 8.86 M=



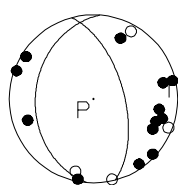
971106 1239
Z= 8.57 M=



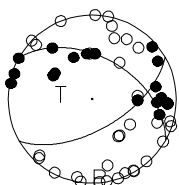
971022 451
Z= 9.14 M=



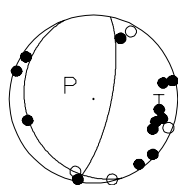
971125 2355
Z= 9.37 M=



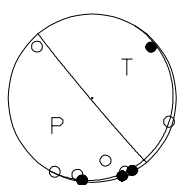
971031 423
Z= 5.38 M=



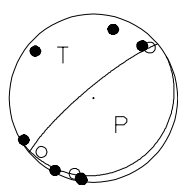
971125 2355*
Z= 9.37 M=



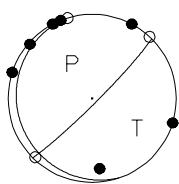
971031 531
Z= 7.23 M=



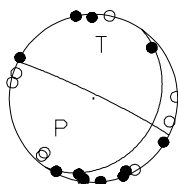
971218 13 9
Z= 7.61 M=



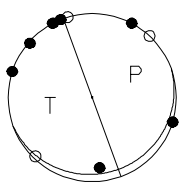
971031 713
Z= 5.61 M=



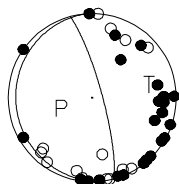
971230 9 3
Z= 7.55 M=



971031 713*
Z= 5.61 M=



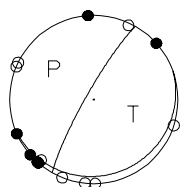
971031 715
Z= 8.58 M=



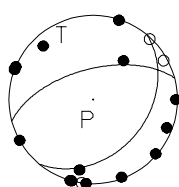
Annexe C.2 : Solutions focales non triées de l'arc briançonnais nord

date	h mn	lat	long	prof	phi1	dip1	rk1	phi2	dip2	rk2	phP	dipP	phT	dipT
930307	6 0	45-46.25	6-15.63	5.52	160.0	10.0	130.	299.6	82.4	84.	305.	53.	112.	38.
930625	1116	45-23.62	6-29.54	5.40	110.0	90.0	-90.	245.0	.0	-135.	290.	45.	110.	45.
930625	1532	45-24.17	6-28.74	3.27	170.0	90.0	90.	35.0	.0	135.	170.	45.	350.	45.
930711	14 5	45-19.64	6-39.18	2.32	240.0	5.0	-50.	19.9	86.2	-93.	196.	41.	23.	49.
930721	159	45-30.55	6-39.46	3.80	115.0	30.0	-90.	295.0	60.0	-90.	115.	15.	295.	75.
930726	2031	45-39.36	6-44.79	6.66	50.0	90.0	-90.	185.0	.0	-135.	230.	45.	50.	45.
931009	2228	45-15.20	6-30.89	7.53	125.0	85.0	-90.	305.0	5.0	-90.	305.	40.	125.	50.
931122	328	45-35.73	6-58.21	6.59	130.0	35.0	-120.	345.2	60.2	-71.	205.	21.	331.	77.
941214	855	45-57.22	6-24.30	6.74	310.0	60.0	130.	70.8	48.4	42.	283.	83.	183.	35.
950421	1819	45-43.65	7- 4.24	13.70	135.0	20.0	-50.	273.2	74.8	-103.	75.	32.	284.	61.
950917	646	45-22.58	6-11.94	9.73	255.0	80.0	60.	148.3	31.5	161.	279.	61.	44.	43.
950917	646	45-22.58	6-11.94	9.73	70.0	30.0	30.	313.4	75.5	117.	293.	64.	164.	38.
960126	19 1	45-57.53	6-26.45	3.21	255.0	80.0	0.	165.0	90.0	170.	120.	83.	30.	83.
960126	19 1	45-57.53	6-26.45	3.21	165.0	85.0	140.	259.2	50.2	7.	129.	67.	24.	59.
960126	19 1	45-57.53	6-26.45	3.21	260.0	80.0	40.	161.7	50.7	167.	295.	71.	39.	55.
960331	543	45-23.56	6-35.71	8.08	150.0	50.0	-70.	300.5	44.0	-112.	35.	16.	136.	87.
960602	1040	45-16.74	6-17.30	-1.40	220.0	35.0	-20.	326.6	78.7	-123.	113.	44.	352.	64.
960801	13	45-16.97	6-16.54	5.41	165.0	80.0	-140.	66.7	50.7	-13.	304.	55.	200.	71.
961009	3 2	45-57.23	6-53.75	8.24	225.0	15.0	-20.	334.4	84.9	-104.	139.	42.	347.	52.
961009	3 2	45-57.23	6-53.75	8.24	245.0	85.0	-80.	1.3	11.2	-153.	76.	41.	236.	51.
961025	837	45-18.50	6-32.02	7.64	65.0	50.0	-100.	260.3	41.0	-78.	192.	9.	72.	85.
961105	332	45-15.76	6-31.50	7.97	150.0	45.0	-80.	316.0	45.9	-100.	56.	7.	323.	90.
961105	332	45-15.76	6-31.50	7.97	95.0	10.0	-90.	275.0	80.0	-90.	95.	35.	275.	55.
970219	512	45-17.82	6-33.84	6.86	105.0	55.0	-90.	285.0	35.0	-90.	285.	10.	105.	80.
970515	24	45-12.76	6-40.53	9.43	125.0	30.0	-10.	223.7	85.0	-120.	15.	48.	248.	57.
970714	257	45-49.15	7-10.15	14.09	180.0	55.0	-40.	295.7	58.2	-138.	60.	39.	327.	88.
970714	257	45-49.15	7-10.15	14.09	110.0	55.0	-150.	1.7	65.8	-39.	232.	46.	328.	83.
970903	1449	45-22.48	6-30.86	7.96	185.0	85.0	-100.	68.7	11.2	-27.	354.	41.	194.	51.
970903	1449	45-22.48	6-30.86	7.96	80.0	90.0	70.	350.0	20.0	180.	99.	48.	241.	48.

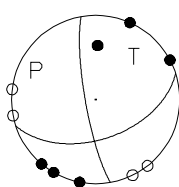
930307 6 0
Z= 5.52 M=



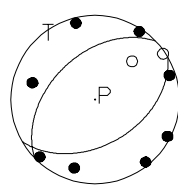
931122 328
Z= 6.59 M=



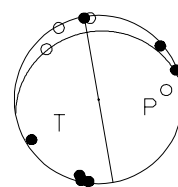
960126 19 1*
Z= 3.21 M=



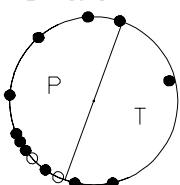
961105 332
Z= 7.97 M=



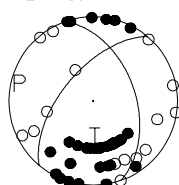
970903 1449*
Z= 7.96 M=



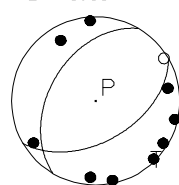
930625 1116
Z= 5.40 M=



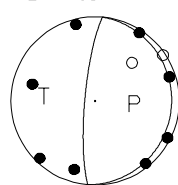
941214 855
Z= 6.74 M=



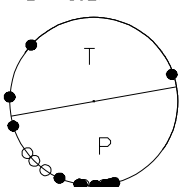
960331 543
Z= 8.08 M=



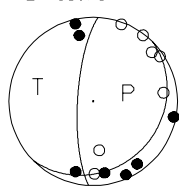
961105 332*
Z= 7.97 M=



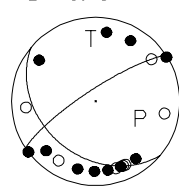
930625 1532
Z= 3.27 M=



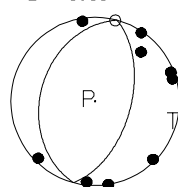
950421 1819
Z= 13.70 M=



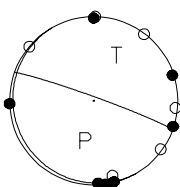
960602 1040
Z= -1.40 M=



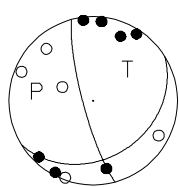
970219 512
Z= 6.86 M=



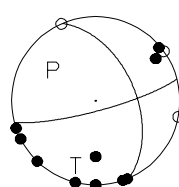
930711 14 5
Z= 2.32 M=



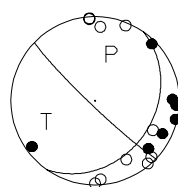
950917 646
Z= 9.73 M=



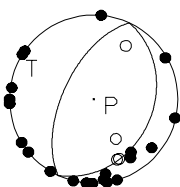
960801 013
Z= 5.41 M=



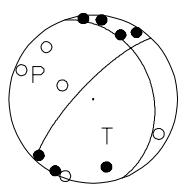
970515 024
Z= 9.43 M=



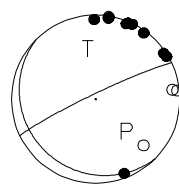
930721 159
Z= 3.80 M=



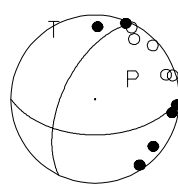
950917 646*
Z= 9.73 M=



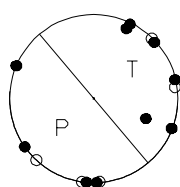
961009 3 2
Z= 8.24 M=



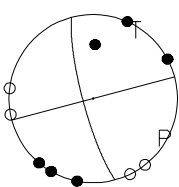
970714 257
Z= 14.09 M=



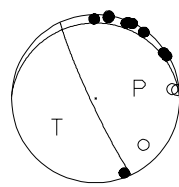
930726 2031
Z= 6.66 M=



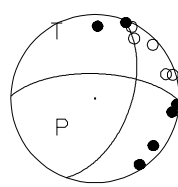
960126 19 1
Z= 3.21 M=



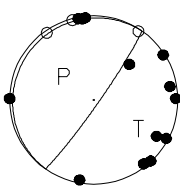
961009 3 2*
Z= 8.24 M=



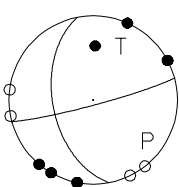
970714 257*
Z= 14.09 M=



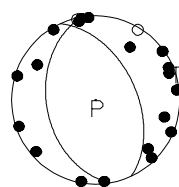
931009 2228
Z= 7.53 M=



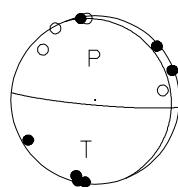
960126 19 1*
Z= 3.21 M=



961025 837
Z= 7.64 M=



970903 1449
Z= 7.96 M=



Annexe C.3 : Solutions focales non triées de l'arc piémontais

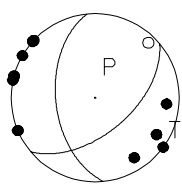
date	h mn	lat	long	prof	phi1	dip1	rk1	phi2	dip2	rk2	phP	dipP	phT	dipT
890512	927	44-37.04	7-15.12	5.44	140.0	55.0	-50.	264.4	51.1	-133.	19.	32.	113.	88.
890929	839	44-28.09	7-16.36	9.95	170.0	25.0	-130.	32.8	71.1	-73.	237.	30.	20.	66.
891030	1124	44-36.70	7-13.99	7.61	225.0	60.0	-110.	81.1	35.5	-59.	4.	22.	239.	77.
891202	856	44-43.08	7-13.66	13.58	210.0	55.0	-110.	62.4	39.7	-64.	339.	18.	224.	82.
900110	1413	44-30.80	7-16.39	15.35	100.0	55.0	-120.	325.2	44.8	-54.	223.	25.	121.	84.
900117	243	44-24.30	7-25.80	6.57	110.0	45.0	70.	317.2	48.4	109.	304.	88.	207.	14.
900211	7 0	44-56.95	7-35.88	9.60	240.0	50.0	120.	18.1	48.4	59.	219.	89.	127.	23.
900211	7 0	44-56.95	7-35.88	9.60	85.0	55.0	140.	200.7	58.2	42.	232.	88.	325.	39.*
900311	9 5	44-59.07	7-21.14	13.15	80.0	10.0	110.	239.7	80.6	87.	243.	54.	56.	36.
900311	9 5	44-59.07	7-21.14	13.15	30.0	90.0	-60.	120.0	30.0	-180.	237.	52.	3.	52.*
900604	830	44-36.42	7-13.56	13.47	70.0	45.0	-100.	264.0	45.9	-80.	164.	7.	257.	90.
900604	830	44-36.42	7-13.56	13.47	75.0	50.0	-130.	307.5	54.1	-53.	188.	30.	282.	88.*
900731	1635	44-33.32	7-17.32	14.76	100.0	45.0	-170.	2.9	82.9	-45.	221.	54.	330.	66.
900809	1916	44- 1.33	7-24.39	4.62	175.0	45.0	-120.	34.2	52.2	-63.	276.	21.	16.	86.
901122	2210	44-29.27	7-17.40	3.03	85.0	55.0	-120.	310.2	44.8	-54.	208.	25.	106.	84.
901122	2210	44-29.27	7-17.40	3.03	330.0	75.0	-60.	84.1	33.2	-152.	184.	39.	307.	66.*
901211	1645	45- 1.87	7-24.31	16.70	95.0	15.0	-120.	305.9	77.0	-82.	136.	33.	300.	58.
901211	1645	45- 1.87	7-24.31	16.70	300.0	45.0	-80.	106.0	45.9	-100.	206.	7.	113.	90.*
901230	1011	44-49.40	7-16.90	15.87	145.0	5.0	120.	294.9	85.7	87.	297.	49.	112.	41.
901230	1011	44-49.40	7-16.90	15.87	175.0	75.0	-150.	76.5	61.1	-17.	309.	58.	213.	81.*
901230	1011	44-49.40	7-16.90	15.87	175.0	85.0	-110.	71.5	20.6	-14.	334.	44.	193.	53.*
910219	1517	44-26.37	7-18.89	-1.33	20.0	85.0	-120.	281.4	30.4	-10.	171.	48.	45.	57.
910225	1130	44- 3.65	7-37.82	.06	140.0	55.0	90.	320.0	35.0	90.	140.	80.	320.	10.
910225	1130	44- 3.65	7-37.82	.06	285.0	50.0	70.	134.5	44.0	112.	299.	87.	40.	16.*
910618	2349	44-18.93	7-14.16	3.07	210.0	75.0	90.	30.0	15.0	90.	210.	60.	30.	30.
910713	1217	44-47.78	7-38.60	25.39	55.0	90.0	90.	280.0	.0	135.	55.	45.	235.	45.
910729	846	44-51.06	7-12.92	12.00	135.0	25.0	-60.	282.5	68.5	-103.	81.	26.	293.	68.
920123	316	44-35.06	7-14.28	13.19	100.0	60.0	-100.	299.4	31.5	-73.	255.	17.	107.	76.
920206	2228	44-51.97	7-17.65	15.48	110.0	75.0	-150.	11.5	61.1	-17.	244.	58.	148.	81.
920206	2228	44-51.97	7-17.65	15.48	180.0	55.0	-40.	295.7	58.2	-138.	60.	39.	327.	88.*
920317	1131	44-30.21	7-15.65	10.53	205.0	40.0	-110.	50.4	52.8	-74.	282.	14.	39.	83.
920317	1131	44-30.21	7-15.65	10.53	100.0	65.0	-90.	280.0	25.0	-90.	280.	20.	100.	70.*
920318	1428	44-36.90	7-14.51	12.97	95.0	60.0	-110.	311.1	35.5	-59.	234.	22.	109.	77.
920319	1547	44-35.08	7-15.51	11.41	155.0	30.0	-100.	346.5	60.5	-84.	181.	16.	342.	75.
920427	1322	44-27.67	7-17.50	10.04	30.0	90.0	-90.	165.0	.0	-135.	210.	45.	30.	45.
920603	50	44-18.04	7-21.49	11.52	205.0	75.0	-100.	59.3	18.0	-57.	11.	31.	213.	61.
920603	50	44-18.04	7-21.49	11.52	55.0	50.0	-70.	205.5	44.0	-112.	300.	16.	41.	87.*
920617	47	45-12.50	7-29.56	3.54	235.0	65.0	-30.	338.7	63.1	-152.	106.	52.	197.	89.
920617	47	45-12.50	7-29.56	3.54	160.0	75.0	-140.	57.7	51.6	-19.	296.	52.	194.	75.*
920617	47	45-12.50	7-29.56	3.54	70.0	5.0	0.	340.0	90.0	95.	335.	45.	165.	45.*
920617	47	45-12.50	7-29.56	3.54	70.0	90.0	60.	340.0	30.0	180.	97.	52.	223.	52.*
920812	433	44-49.59	7-36.30	17.92	200.0	35.0	50.	65.7	63.9	114.	48.	74.	285.	27.
920812	433	44-49.59	7-36.30	17.92	20.0	65.0	60.	253.8	38.3	137.	41.	75.	157.	31.*
920816	1331	44-29.70	7-15.32	3.15	65.0	40.0	70.	270.4	52.8	106.	259.	83.	142.	14.
920906	1419	45- 8.05	7-38.20	25.95	205.0	40.0	-10.	302.7	83.6	-130.	88.	52.	333.	62.
920913	5 0	45- 8.65	7-42.25	25.85	195.0	40.0	-10.	292.7	83.6	-130.	78.	52.	323.	62.
921008	2 7	44-36.36	7-13.85	10.12	125.0	90.0	-90.	260.0	.0	-135.	305.	45.	125.	45.
921008	2 7	44-36.36	7-13.85	10.12	145.0	50.0	50.	17.5	54.1	127.	352.	88.	258.	30.*
921027	312	44-29.89	7-15.27	8.92	50.0	75.0	-120.	295.9	33.2	-28.	196.	39.	73.	66.
921027	312	44-29.89	7-15.27	8.92	295.0	60.0	0.	205.0	90.0	150.	164.	69.	66.	69.*
921109	1311	44-18.82	7-20.69	15.14	200.0	70.0	110.	333.2	28.0	47.	185.	68.	49.	30.
921111	59	44-29.08	7-15.84	9.52	260.0	45.0	-80.	66.0	45.9	-100.	166.	7.	73.	90.
921127	253	44-31.38	7-15.35	10.79	115.0	50.0	-100.	310.3	41.0	-78.	242.	9.	122.	85.
921201	141	44- 4.34	7-38.47	-1.33	200.0	55.0	-60.	334.8	44.8	-126.	77.	25.	179.	84.
921201	326	44- 3.65	7-40.71	7.08	190.0	5.0	-120.	40.1	85.7	-87.	223.	41.	38.	49.
930215	1215	44-20.10	7-17.96	12.30	205.0	40.0	-100.	38.0	50.7	-82.	262.	8.	32.	85.
930315	2343	44-21.85	7-19.41	13.11	200.0	55.0	-120.	65.2	44.8	-54.	323.	25.	221.	84.

930316	34	44-21.12	7-17.98	12.98	180.0	65.0	-100.	22.6	26.8	-70.	340.	22.	187.	71.
930329	1557	44-23.87	7-16.07	14.11	135.0	85.0	30.	42.1	60.1	174.	175.	73.	273.	66.
930329	1557	44-23.87	7-16.07	14.11	245.0	65.0	-90.	65.0	25.0	-90.	65.	20.	245.	70.*
930407	1636	44-25.11	7-12.79	9.31	220.0	75.0	-100.	74.3	18.0	-57.	26.	31.	228.	61.
930410	1754	44-25.86	7-17.20	15.09	335.0	60.0	-30.	81.1	64.3	-146.	210.	49.	117.	87.
930419	2159	44-25.97	7-16.92	14.79	130.0	55.0	-130.	5.6	51.1	-47.	251.	32.	157.	88.
930507	8 4	44-20.82	7-16.56	8.65	225.0	65.0	-80.	22.4	26.8	-110.	65.	22.	218.	71.
930507	8 4	44-20.82	7-16.56	8.65	180.0	35.0	-140.	55.5	68.4	-62.	274.	33.	35.	71.*
930601	1 8	44-25.02	7-12.15	9.03	230.0	80.0	-100.	95.4	14.1	-45.	38.	36.	239.	56.
930726	457	44-21.62	7-16.27	3.13	75.0	90.0	-90.	210.0	.0	-135.	255.	45.	75.	45.
930726	457	44-21.62	7-16.27	3.13	255.0	75.0	-50.	2.1	42.3	-157.	115.	45.	226.	70.*
930731	1950	45- 1.88	7-18.66	9.93	175.0	5.0	-80.	345.0	85.1	-91.	164.	40.	346.	50.
930830	819	44-21.99	7-17.45	10.14	150.0	40.0	-100.	343.0	50.7	-82.	207.	8.	337.	85.
930830	819	44-21.99	7-17.45	10.14	60.0	90.0	-90.	195.0	.0	-135.	240.	45.	60.	45.*
930903	31	44-26.17	7-14.40	8.97	185.0	80.0	-100.	50.4	14.1	-45.	353.	36.	194.	56.
930928	933	44- 7.77	7-24.33	11.11	210.0	5.0	-90.	30.0	85.0	-90.	210.	40.	30.	50.
930928	933	44- 7.77	7-24.33	11.11	65.0	60.0	-80.	225.6	31.5	-107.	270.	17.	58.	76.*
930928	933	44- 7.77	7-24.33	11.11	140.0	90.0	80.	50.0	10.0	180.	150.	46.	310.	46.*
931001	511	44-31.97	7-15.25	9.91	125.0	55.0	-110.	337.4	39.7	-64.	254.	18.	139.	82.
931009	1737	44-20.79	7-16.15	5.70	105.0	10.0	120.	254.6	81.4	85.	259.	54.	69.	37.
931023	426	45- 1.92	7-18.94	10.85	190.0	85.0	70.	86.5	20.6	166.	208.	53.	349.	44.
931023	426	45- 1.92	7-18.94	10.85	190.0	5.0	-10.	290.0	89.1	-95.	105.	44.	295.	46.*
931102	2134	44-41.49	7-22.18	15.52	245.0	10.0	-50.	24.6	82.4	-96.	197.	38.	30.	53.
931115	20	44-45.03	7-54.87	25.53	110.0	90.0	100.	200.0	10.0	0.	100.	46.	300.	46.
931201	959	44-18.03	7-20.84	15.64	30.0	90.0	-140.	300.0	50.0	0.	173.	63.	67.	63.
931201	959	44-18.03	7-20.84	15.64	270.0	15.0	-40.	39.0	80.4	-102.	205.	37.	49.	56.*
931203	429	44- 2.88	7-39.86	7.93	60.0	10.0	-50.	199.6	82.4	-96.	12.	38.	205.	53.
931211	1350	44- 5.62	7-37.39	-.63	210.0	35.0	60.	65.2	60.2	109.	51.	77.	285.	21.
931227	1958	44-20.90	7-18.65	14.32	120.0	20.0	-150.	1.5	80.2	-73.	202.	38.	347.	57.
940106	331	44-50.16	7-36.19	22.29	145.0	15.0	0.	55.0	90.0	105.	40.	47.	250.	47.
940109	528	44-30.69	7-16.04	13.43	65.0	90.0	-160.	335.0	70.0	0.	202.	76.	108.	76.
940120	659	44-34.69	7-20.47	-2.01	330.0	60.0	180.	60.0	90.0	30.	101.	69.	199.	69.
940120	7 5	44-35.32	7-19.79	-2.25	330.0	60.0	-180.	240.0	90.0	-30.	101.	69.	199.	69.
940120	7 5	44-35.32	7-19.79	-2.25	75.0	70.0	70.	301.8	28.0	133.	90.	68.	226.	30.*
940120	1128	44-33.50	7-18.22	.22	230.0	80.0	-40.	328.3	50.7	-167.	91.	55.	195.	71.
940120	1138	44-33.21	7-19.46	5.32	50.0	90.0	90.	275.0	.0	135.	50.	45.	230.	45.
940120	1138	44-33.21	7-19.46	5.32	25.0	90.0	90.	250.0	.0	135.	25.	45.	205.	45.*
940121	2327	44-33.55	7-18.38	-1.97	235.0	85.0	-40.	329.2	50.2	-173.	94.	59.	199.	67.
940122	129	44-33.38	7-19.00	5.74	50.0	90.0	90.	275.0	.0	135.	50.	45.	230.	45.
940122	129	44-33.38	7-19.00	5.74	110.0	80.0	100.	244.6	14.1	45.	101.	56.	302.	36.*
940123	910	44-33.39	7-18.41	6.76	240.0	85.0	-80.	356.3	11.2	-153.	71.	41.	231.	51.
940124	343	44-33.39	7-18.87	9.29	45.0	5.0	-160.	295.1	88.3	-85.	120.	43.	291.	47.
940205	52	45- 4.38	7-21.52	9.35	150.0	35.0	-70.	306.0	57.4	-103.	90.	16.	316.	79.
940205	52	45- 4.38	7-21.52	9.35	115.0	35.0	-120.	330.2	60.2	-71.	190.	21.	316.	77.*
940206	2340	45-26.00	7-38.68	-2.28	75.0	55.0	90.	255.0	35.0	90.	75.	80.	255.	10.
940206	2340	45-26.00	7-38.68	-2.28	30.0	50.0	20.	286.8	74.8	138.	254.	74.	150.	50.*
940206	2340	45-26.00	7-38.68	-2.28	115.0	90.0	180.	205.0	90.0	0.	250.	90.	160.	90.*
940209	833	45- 3.50	7-20.70	15.73	180.0	50.0	-20.	283.2	74.8	-138.	60.	50.	316.	74.
940305	812	44-27.80	7-13.43	14.36	220.0	50.0	-90.	40.0	40.0	-90.	40.	5.	220.	85.
940331	2253	44-33.93	7-19.22	-2.46	70.0	30.0	50.	294.1	67.5	110.	279.	70.	146.	28.
940331	2253	44-33.93	7-19.22	-2.46	285.0	75.0	80.	139.3	18.0	123.	293.	61.	91.	31.*
940418	1136	44-40.29	7-13.06	5.77	245.0	15.0	-80.	54.7	75.2	-93.	231.	30.	57.	60.
940418	1149	44-39.74	7-11.86	10.12	65.0	90.0	-90.	200.0	.0	-135.	245.	45.	65.	45.
940429	20	45-29.74	7-40.83	-2.09	60.0	40.0	40.	297.3	65.6	123.	274.	76.	161.	34.
940429	20	45-29.74	7-40.83	-2.09	40.0	60.0	10.	305.0	81.4	150.	266.	76.	168.	63.*
940429	2233	44-40.23	7-11.90	10.34	150.0	30.0	-100.	341.5	60.5	-84.	176.	16.	337.	75.
940525	14 1	45-31.75	7-41.11	.88	225.0	25.0	150.	342.6	77.8	68.	0.	61.	137.	38.
940708	15	44-26.98	7-17.35	10.65	130.0	75.0	-90.	310.0	15.0	-90.	310.	30.	130.	60.
940813	1828	44-40.01	7-12.36	12.45	130.0	30.0	-120.	343.7	64.3	-74.	193.	23.	332.	72.
940828	244	44-54.49	7-48.79	24.12	150.0	85.0	80.	33.7	11.2	153.	159.	51.	319.	41.
940903	1556	45- .30	7-22.97	14.90	135.0	65.0	-110.	355.7	31.6	-54.	281.	26.	150.	72.
940922	847	44-26.61	7-16.52	13.36	250.0	45.0	100.	56.0	45.9	80.	63.	90.	156.	7.
940922	847	44-26.61	7-16.52	13.36	285.0	80.0	-180.	195.0	90.0	-10.	60.	83.	150.	83.*
940928	1243	44-14.18	7-18.02	9.79	220.0	55.0	-110.	72.4	39.7	-64.	349.	18.	234.	82.

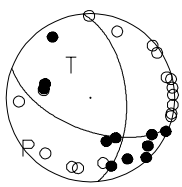
941111	1432	44-25.46	7-14.93	12.05	125.0	80.0	-60.	231.7	31.5	-161.	336.	43.	101.	61.
941111	1432	44-25.46	7-14.93	12.05	55.0	90.0	-120.	325.0	30.0	0.	208.	52.	82.	52.*
941115	1136	44-19.46	7-17.24	6.96	230.0	70.0	-80.	22.7	22.3	-116.	66.	26.	222.	66.
941115	1136	44-19.46	7-17.24	6.96	160.0	85.0	-140.	65.8	50.2	-7.	301.	59.	196.	67.*
950104	47	44-52.61	7-18.53	12.64	130.0	85.0	-100.	13.7	11.2	-27.	299.	41.	139.	51.
950304	158	44-42.39	7-39.05	19.98	170.0	15.0	20.	60.6	84.9	104.	48.	52.	256.	42.
950304	158	44-42.39	7-39.05	19.98	240.0	40.0	120.	23.0	56.2	67.	39.	81.	152.	21.*
950620	438	44-23.95	7-17.40	14.02	100.0	50.0	-120.	321.9	48.4	-59.	213.	23.	121.	89.
950620	438	44-23.95	7-17.40	14.02	70.0	60.0	-130.	309.2	48.4	-42.	197.	35.	97.	83.*
951007	1915	44-22.43	7-16.82	12.96	100.0	30.0	-130.	324.1	67.5	-70.	176.	28.	309.	70.
951007	2212	44-22.41	7-16.55	13.64	85.0	40.0	-130.	312.6	60.5	-62.	180.	27.	293.	79.
951018	1252	44-18.17	7-21.01	15.79	210.0	45.0	-100.	44.0	45.9	-80.	304.	7.	37.	90.
951110	1828	44- 1.46	7-28.85	14.92	255.0	80.0	-90.	75.0	10.0	-90.	75.	35.	255.	55.
951110	1828	44- 1.46	7-28.85	14.92	125.0	40.0	-10.	222.7	83.6	-130.	8.	52.	253.	62.*
951110	22 4	44-29.40	7-13.19	9.95	225.0	25.0	-110.	66.9	66.6	-81.	264.	23.	60.	69.
951121	4 4	45- 1.44	7-34.78	20.77	115.0	50.0	50.	347.5	54.1	127.	322.	88.	228.	30.
951121	4 4	45- 1.44	7-34.78	20.77	165.0	50.0	130.	292.5	54.1	53.	318.	88.	52.	30.*
951124	550	44-22.80	7-17.44	13.28	255.0	30.0	-80.	63.5	60.5	-96.	229.	16.	68.	75.
951222	746	44-46.10	7-52.01	39.95	145.0	90.0	-170.	55.0	80.0	0.	280.	83.	190.	83.
951222	746	44-46.10	7-52.01	39.95	180.0	55.0	-90.	.0	35.0	-90.	360.	10.	180.	80.*
960101	21 3	44-25.09	7-17.23	9.30	75.0	15.0	110.	234.4	75.9	85.	239.	59.	47.	31.
960103	518	44-24.47	7-17.44	10.94	55.0	90.0	-90.	190.0	.0	-135.	235.	45.	55.	45.
960103	518	44-24.47	7-17.44	10.94	130.0	60.0	-120.	359.1	41.4	-49.	261.	28.	151.	80.*
960126	1 0	44-30.62	7-15.50	12.90	65.0	60.0	-120.	294.1	41.4	-49.	196.	28.	86.	80.
960126	219	44-30.26	7-15.38	13.77	210.0	35.0	-130.	75.7	63.9	-66.	295.	27.	58.	74.
960220	1337	44-26.12	7-29.32	3.86	10.0	90.0	90.	235.0	.0	135.	10.	45.	190.	45.
960220	1337	44-26.12	7-29.32	3.86	150.0	90.0	-90.	285.0	.0	-135.	330.	45.	150.	45.*
960220	1337	44-26.12	7-29.32	3.86	120.0	90.0	-90.	255.0	.0	-135.	300.	45.	120.	45.*
960305	935	44-28.17	7-17.75	12.50	165.0	70.0	-80.	317.7	22.3	-116.	1.	26.	157.	66.
960310	735	45-11.22	7-24.98	9.86	215.0	30.0	120.	1.3	64.3	74.	13.	72.	152.	23.
960310	735	45-11.22	7-24.98	9.86	60.0	70.0	130.	172.2	44.0	30.	32.	75.	283.	41.*
960323	2129	45-13.44	7-28.42	15.01	170.0	90.0	-90.	305.0	.0	-135.	350.	45.	170.	45.
960331	6 8	45-50.10	7-23.68	1.37	110.0	40.0	120.	253.0	56.2	67.	269.	81.	22.	21.
960412	644	44-33.53	7-15.62	12.49	130.0	70.0	-90.	310.0	20.0	-90.	310.	25.	130.	65.
960414	422	44-20.74	7-15.28	12.34	240.0	25.0	-120.	92.5	68.5	-77.	294.	26.	82.	68.
960414	422	44-20.74	7-15.28	12.34	185.0	60.0	-100.	24.4	31.5	-73.	340.	17.	192.	76.*
960421	11 0	44-26.69	7-20.53	6.10	120.0	90.0	90.	345.0	.0	135.	120.	45.	300.	45.
960421	11 0	44-26.69	7-20.53	6.10	150.0	85.0	160.	241.8	70.1	5.	108.	80.	14.	72.*
960719	27	44-25.81	7-27.13	9.88	125.0	80.0	60.	18.3	31.5	161.	149.	61.	274.	43.
961123	1049	44-39.66	7-11.81	10.96	140.0	35.0	-110.	344.0	57.4	-77.	200.	16.	334.	79.
961123	1049	44-39.66	7-11.81	10.96	90.0	90.0	-90.	225.0	.0	-135.	270.	45.	90.	45.*
961124	27	44- 4.85	7-39.82	5.19	240.0	75.0	-70.	5.4	24.8	-142.	85.	34.	224.	63.
961211	1750	44-50.82	7-15.49	15.63	185.0	65.0	-80.	342.4	26.8	-110.	25.	22.	178.	71.
961226	1933	44-23.49	7-19.68	9.73	225.0	70.0	100.	17.7	22.3	64.	217.	66.	61.	26.
961229	1018	44- 1.67	7-36.13	14.60	230.0	70.0	-80.	22.7	22.3	-116.	66.	26.	222.	66.
970218	2139	44-25.37	7-17.71	9.90	190.0	5.0	-30.	309.9	87.5	-94.	125.	43.	314.	48.
970218	2139	44-25.37	7-17.71	9.90	50.0	10.0	140.	179.6	83.6	82.	186.	52.	351.	39.*
970302	1624	44-47.99	7-35.81	23.58	90.0	85.0	80.	333.7	11.2	153.	99.	51.	259.	41.
970309	19 7	44-21.86	7-19.38	11.11	105.0	85.0	-120.	6.4	30.4	-10.	256.	48.	130.	57.
970309	19 7	44-21.86	7-19.38	11.11	130.0	75.0	-110.	4.6	24.8	-38.	285.	34.	146.	63.*
970309	19 7	44-21.86	7-19.38	11.11	270.0	10.0	180.	360.0	90.0	80.	10.	46.	170.	46.*
970318	1330	44-39.99	7-13.36	10.79	140.0	30.0	-100.	331.5	60.5	-84.	166.	16.	327.	75.
970318	1330	44-39.99	7-13.36	10.79	215.0	5.0	-110.	55.1	85.3	-88.	237.	40.	53.	50.*
970414	635	44-46.06	7-14.72	11.55	120.0	70.0	-130.	7.8	44.0	-30.	257.	41.	148.	75.
970419	1623	44-32.84	7-15.78	10.20	185.0	35.0	-100.	17.1	55.6	-83.	222.	12.	12.	80.
970425	1014	44-41.37	7-15.40	14.04	175.0	5.0	120.	324.9	85.7	87.	327.	49.	142.	41.
970425	1014	44-41.37	7-15.40	14.04	235.0	80.0	100.	9.6	14.1	45.	226.	56.	67.	36.*
970513	818	44-33.16	7-15.36	12.89	230.0	30.0	-100.	61.5	60.5	-84.	256.	16.	57.	75.
970513	923	45- 2.17	7-20.53	16.20	50.0	90.0	-90.	185.0	.0	-135.	230.	45.	50.	45.
970616	1247	45- 9.73	7-51.35	35.17	165.0	45.0	40.	44.3	63.0	127.	18.	80.	273.	35.
970616	1247	45- 9.73	7-51.35	35.17	230.0	45.0	90.	50.0	45.0	90.	50.	90.	301.	0.*
970626	1451	44-46.30	7-37.90	29.30	65.0	85.0	80.	308.7	11.2	153.	74.	51.	234.	41.
970627	19 0	45-43.94	7-26.37	5.77	225.0	35.0	-140.	100.5	68.4	-62.	319.	33.	80.	71.
970702	1739	44-13.19	7-33.12	8.32	160.0	55.0	-120.	25.2	44.8	-54.	283.	25.	181.	84.

970725	17 0	44-57.58	7-19.68	9.92	115.0	30.0	-150.	358.4	75.5	-63.	209.	38.	338.	64.
970725	17 0	44-57.58	7-19.68	9.92	175.0	55.0	-50.	299.4	51.1	-133.	54.	32.	148.	88.*
971107	2216	44- 6.67	7-55.57	14.12	185.0	10.0	50.	45.4	82.4	96.	40.	53.	233.	38.
971107	2216	44- 6.67	7-55.57	14.12	140.0	90.0	80.	50.0	10.0	180.	150.	46.	310.	46.*
971107	2216	44- 6.67	7-55.57	14.12	215.0	5.0	110.	14.9	85.3	88.	17.	50.	193.	40.*
971108	156	44- 7.33	7-55.03	3.00	275.0	65.0	10.	180.7	80.9	155.	140.	79.	45.	66.

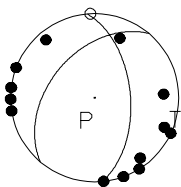
890512 927
Z= 5.44 M=



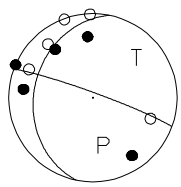
900211 7 0*
Z= 9.60 M=



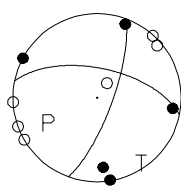
901122 2210
Z= 3.03 M=



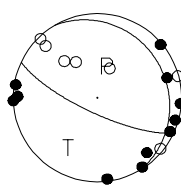
910219 1517
Z= -1.33 M=



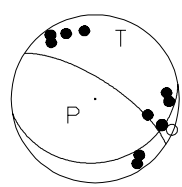
920206 2228
Z= 15.48 M=



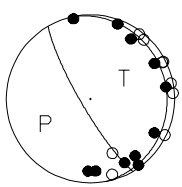
920603 050
Z= 11.52 M=



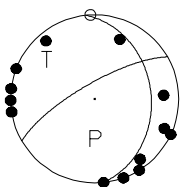
890929 839
Z= 9.95 M=



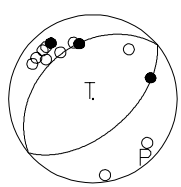
900311 9 5
Z= 13.15 M=



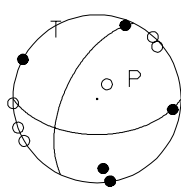
901122 2210*
Z= 3.03 M=



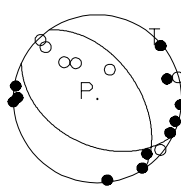
910225 1130
Z= .06 M=



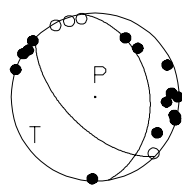
920206 2228*
Z= 15.48 M=



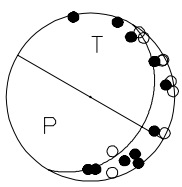
920603 050*
Z= 11.52 M=



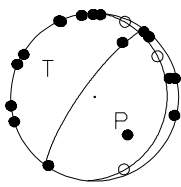
891030 1124
Z= 7.61 M=



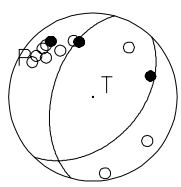
900311 9 5*
Z= 13.15 M=



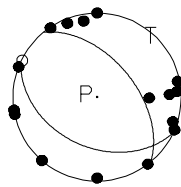
901211 1645
Z= 16.70 M=



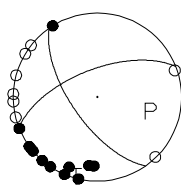
910225 1130*
Z= .06 M=



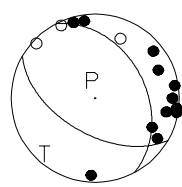
920317 1131
Z= 10.53 M=



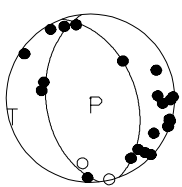
920617 047
Z= 3.54 M=



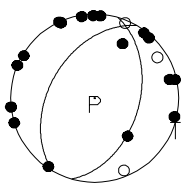
891202 856
Z= 13.58 M=



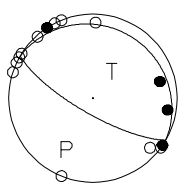
900604 830
Z= 13.47 M=



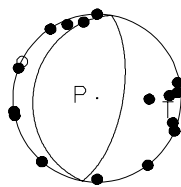
901211 1645*
Z= 16.70 M=



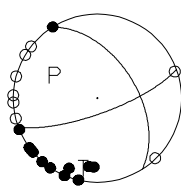
910618 2349
Z= 3.07 M=



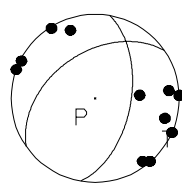
920317 1131*
Z= 10.53 M=



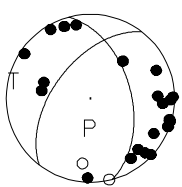
920617 047*
Z= 3.54 M=



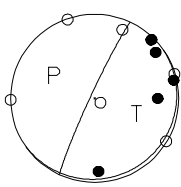
900110 1413
Z= 15.35 M=



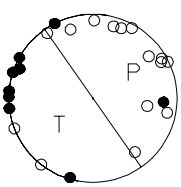
900604 830*
Z= 13.47 M=



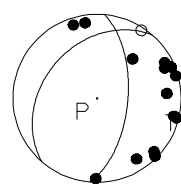
901230 1011
Z= 15.87 M=



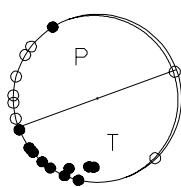
910713 1217
Z= 25.39 M=



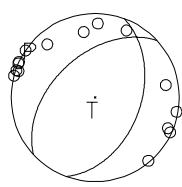
920318 1428
Z= 12.97 M=



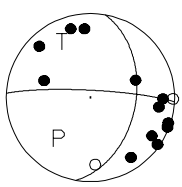
920617 047*
Z= 3.54 M=



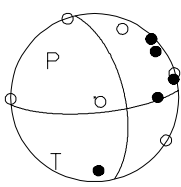
900117 243
Z= 6.57 M=



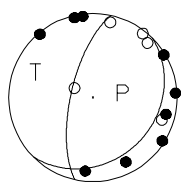
900731 1635
Z= 14.76 M=



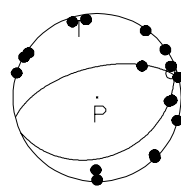
901230 1011*
Z= 15.87 M=



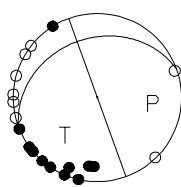
910729 846
Z= 12.00 M=



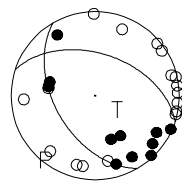
920319 1547
Z= 11.41 M=



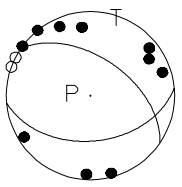
920617 047*
Z= 3.54 M=



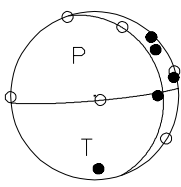
900211 7 0
Z= 9.60 M=



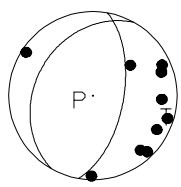
900809 1916
Z= 4.62 M=



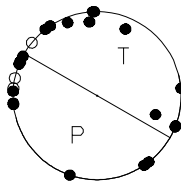
901230 1011*
Z= 15.87 M=



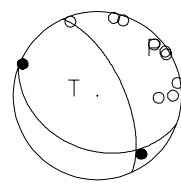
920123 316
Z= 13.19 M=



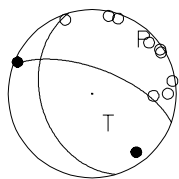
920427 1322
Z= 10.04 M=



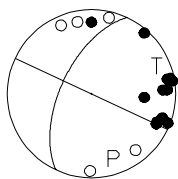
920812 433
Z= 17.92 M=



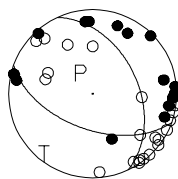
920812 433*
Z= 17.92 M=



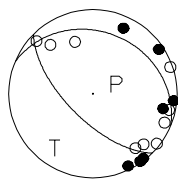
921027 312*
Z= 8.92 M=



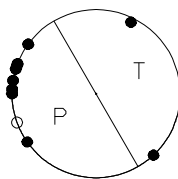
930315 2343
Z= 13.11 M=



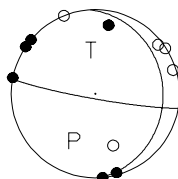
930507 8 4
Z= 8.65 M=



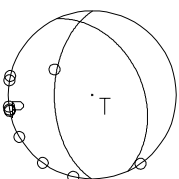
930830 819*
Z= 10.14 M=



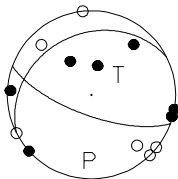
931023 426
Z= 10.85 M=



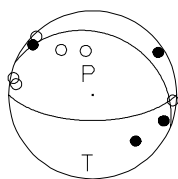
920816 1331
Z= 3.15 M=



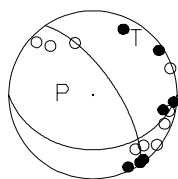
921109 1311
Z= 15.14 M=



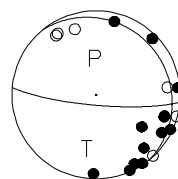
930316 034
Z= 12.98 M=



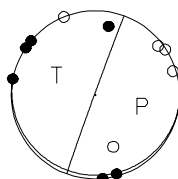
930507 8 4*
Z= 8.65 M=



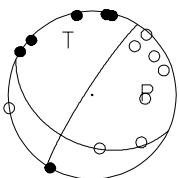
930903 031
Z= 8.97 M=



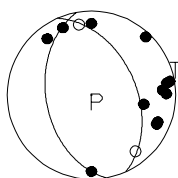
931023 426*
Z= 10.85 M=



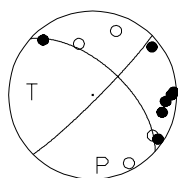
920906 1419
Z= 25.95 M=



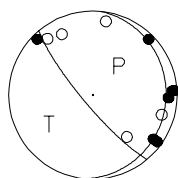
921111 059
Z= 9.52 M=



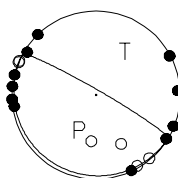
930329 1557
Z= 14.11 M=



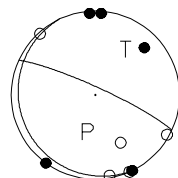
930601 1 8
Z= 9.03 M=



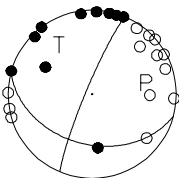
930928 933
Z= 11.11 M=



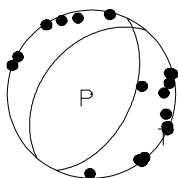
931102 2134
Z= 15.52 M=



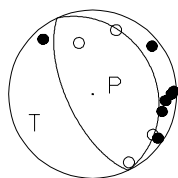
920913 5 0
Z= 23.85 M=



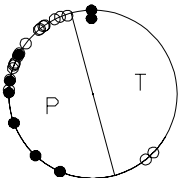
921127 253
Z= 10.79 M=



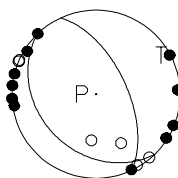
930329 1557*
Z= 14.11 M=



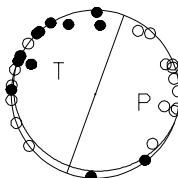
930726 457
Z= 3.13 M=



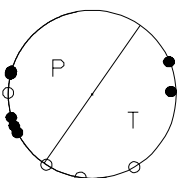
930928 933*
Z= 11.11 M=



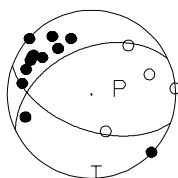
931115 020
Z= 25.53 M=



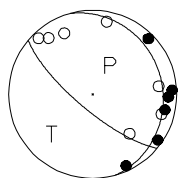
921008 2 7
Z= 10.12 M=



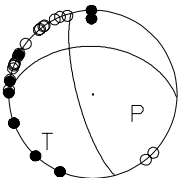
921201 141
Z= -1.33 M=



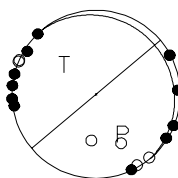
930407 1636
Z= 9.31 M=



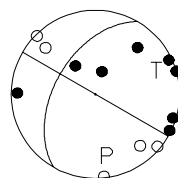
930726 457*
Z= 3.13 M=



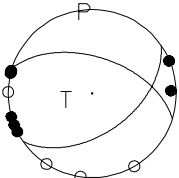
930928 933*
Z= 11.11 M=



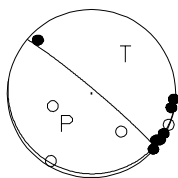
931201 959
Z= 15.64 M=



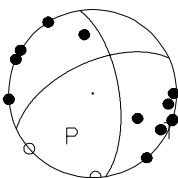
921008 2 7*
Z= 10.12 M=



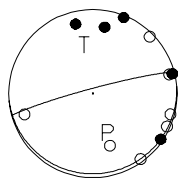
921201 326
Z= 7.08 M=



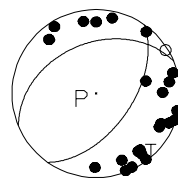
930410 1754
Z= 15.09 M=



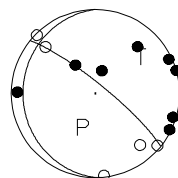
930731 1950
Z= 9.93 M=



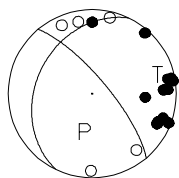
931001 511
Z= 9.91 M=



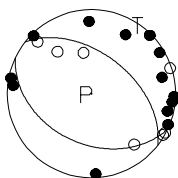
931201 959*
Z= 15.64 M=



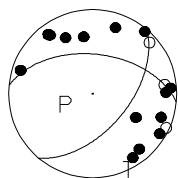
921027 312
Z= 8.92 M=



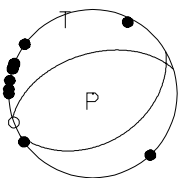
930215 1215
Z= 12.30 M=



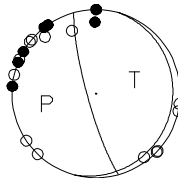
930419 2159
Z= 14.79 M=



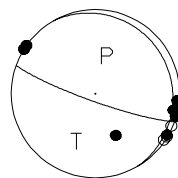
930830 819
Z= 10.14 M=



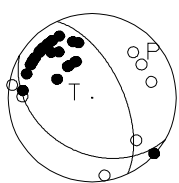
931009 1737
Z= 5.70 M=



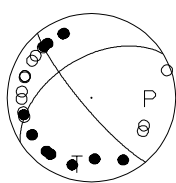
931203 429
Z= 7.93 M=



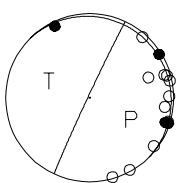
931211 1350
Z= -6.3 M=



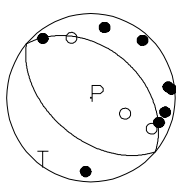
940120 1128
Z= .22 M=



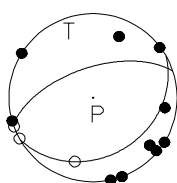
940124 343
Z= 9.29 M=



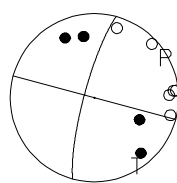
940305 812
Z= 14.36 M=



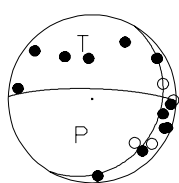
940429 2233
Z= 10.34 M=



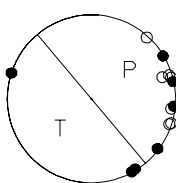
940922 847*
Z= 13.36 M=



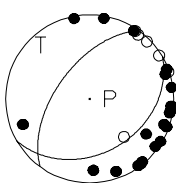
931227 1958
Z= 14.32 M=



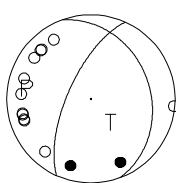
940120 1138
Z= 5.32 M=



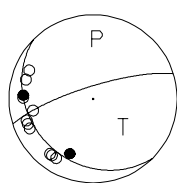
940205 052
Z= 9.35 M=



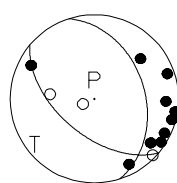
940331 2253
Z= -2.46 M=



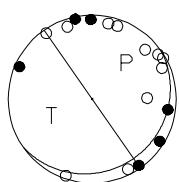
940525 14 1
Z= .88 M=



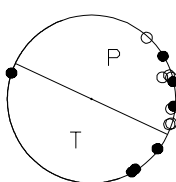
940928 1243
Z= 9.79 M=



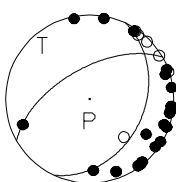
940106 331
Z= 22.29 M=



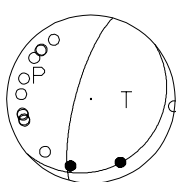
940120 1138*
Z= 5.32 M=



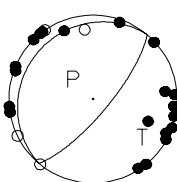
940205 052*
Z= 9.35 M=



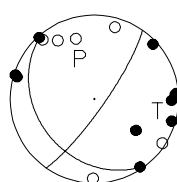
940331 2253*
Z= -2.46 M=



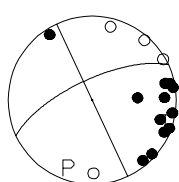
940708 015
Z= 10.65 M=



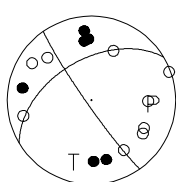
941111 1432
Z= 12.05 M=



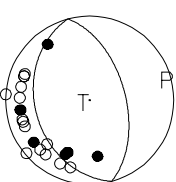
940109 528
Z= 13.43 M=



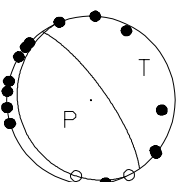
940121 2327
Z= -1.97 M=



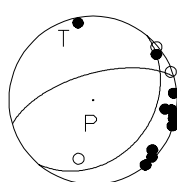
940206 2340
Z= -2.28 M=



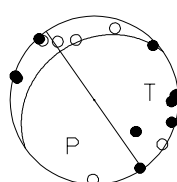
940418 1136
Z= 5.77 M=



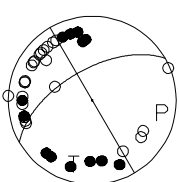
940813 1828
Z= 12.45 M=



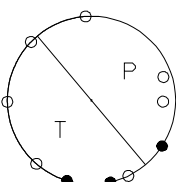
941111 1432*
Z= 12.05 M=



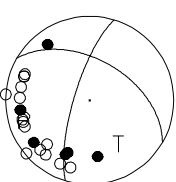
940120 659
Z= -2.01 M=



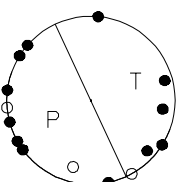
940122 129
Z= 5.74 M=



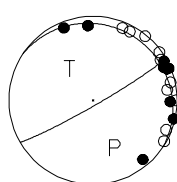
940206 2340*
Z= -2.28 M=



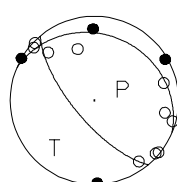
940418 1149
Z= 10.12 M=



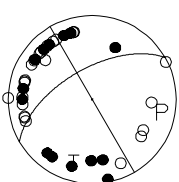
940828 244
Z= 24.12 M=



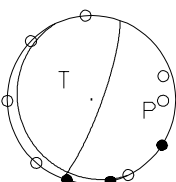
941115 1136
Z= 6.96 M=



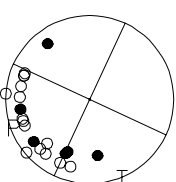
940120 7 5
Z= -2.25 M=



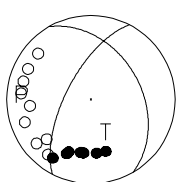
940122 129*
Z= 5.74 M=



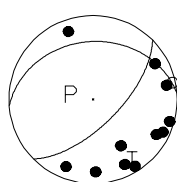
940206 2340*
Z= -2.28 M=



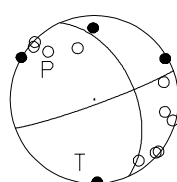
940429 020
Z= -2.09 M=



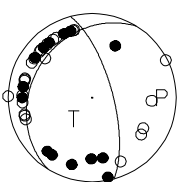
940903 1556
Z= 14.90 M=



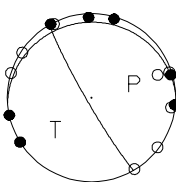
941115 1136*
Z= 6.96 M=



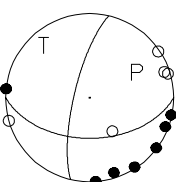
940120 7 5*
Z= -2.25 M=



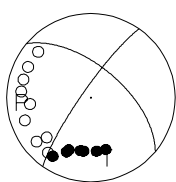
940123 910
Z= 6.76 M=



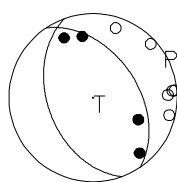
940209 833
Z= 15.73 M=



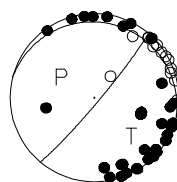
940429 020*
Z= -2.09 M=



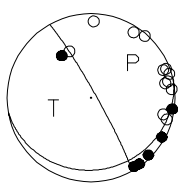
940922 847
Z= 13.36 M=



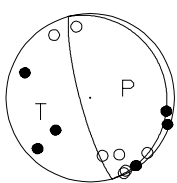
950104 047
Z= 12.64 M=



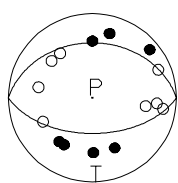
950304 158
Z= 19.98 M=



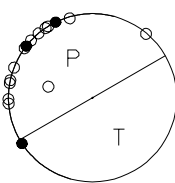
951110 1828
Z= 14.92 M=



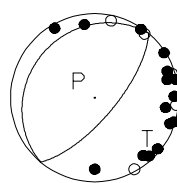
951222 746*
Z= 39.95 M=



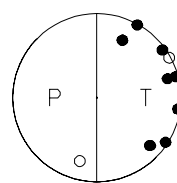
960220 1337*
Z= 3.86 M=



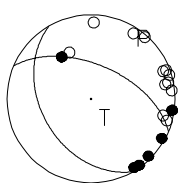
960412 644
Z= 12.49 M=



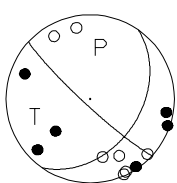
961123 1049*
Z= 10.96 M=



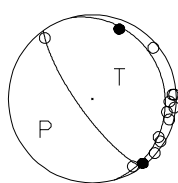
950304 158*
Z= 19.98 M=



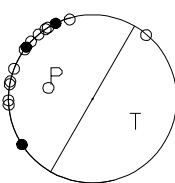
951110 1828*
Z= 14.92 M=



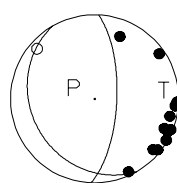
960101 21 3
Z= 9.30 M=



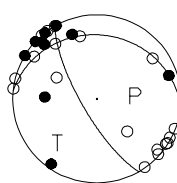
960220 1337*
Z= 3.86 M=



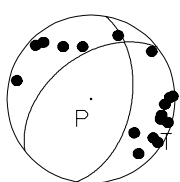
960414 422
Z= 12.34 M=



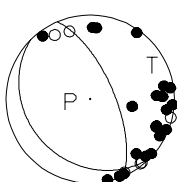
961124 027
Z= 5.19 M=



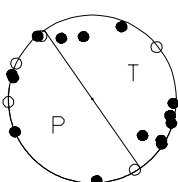
950620 438
Z= 14.02 M=



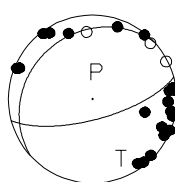
951110 22 4
Z= 9.95 M=



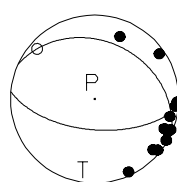
960103 518
Z= 10.94 M=



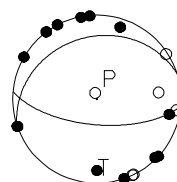
960305 935
Z= 12.50 M=



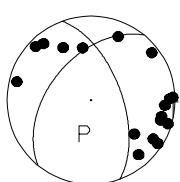
960414 422*
Z= 12.34 M=



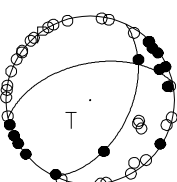
961211 1750
Z= 15.63 M=



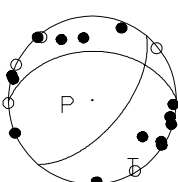
950620 438*
Z= 14.02 M=



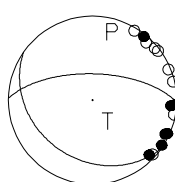
951121 4 4
Z= 20.77 M=



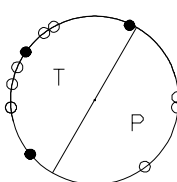
960103 518*
Z= 10.94 M=



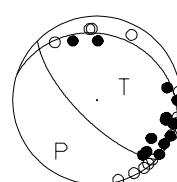
960310 735
Z= 9.86 M=



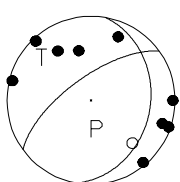
960421 11 0
Z= 6.10 M=



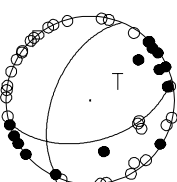
961226 1933
Z= 9.73 M=



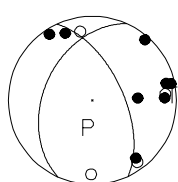
951007 1915
Z= 12.96 M=



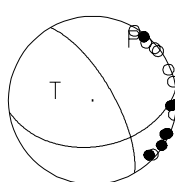
951121 4 4*
Z= 20.77 M=



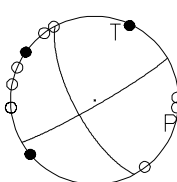
960126 1 0
Z= 12.90 M=



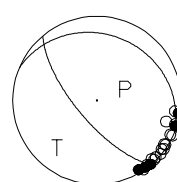
960310 735*
Z= 9.86 M=



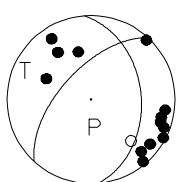
960421 11 0*
Z= 6.10 M=



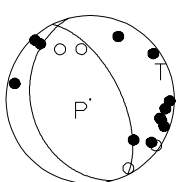
961229 1018
Z= 14.60 M=



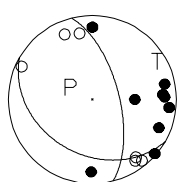
951007 2212
Z= 13.64 M=



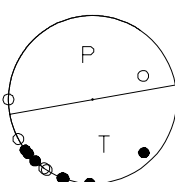
951124 550
Z= 13.28 M=



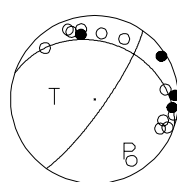
960126 219
Z= 13.77 M=



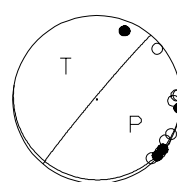
960323 2129
Z= 15.01 M=



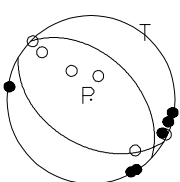
960719 027
Z= 9.88 M=



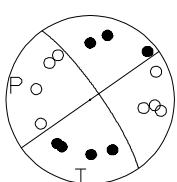
970218 2139
Z= 9.90 M=



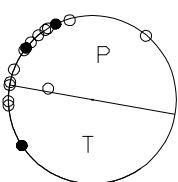
951018 1252
Z= 15.79 M=



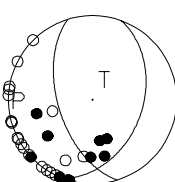
951222 746
Z= 39.95 M=



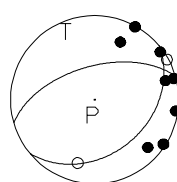
960220 1337
Z= 3.86 M=



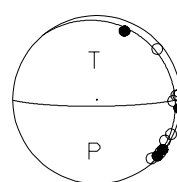
960331 6 8
Z= 1.37 M=



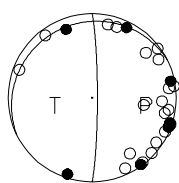
961123 1049
Z= 10.96 M=



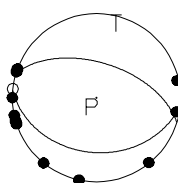
970218 2139*
Z= 9.90 M=



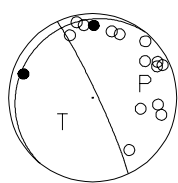
970302 1624
Z= 23.58 M=



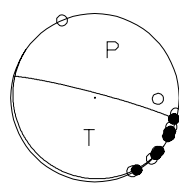
970419 1623
Z= 10.20 M=



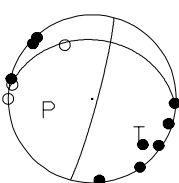
970626 1451
Z= 29.30 M=



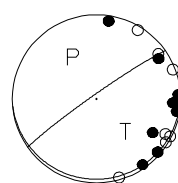
971107 2216*
Z= 14.12 M=



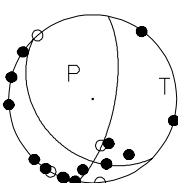
970309 19 7
Z= 11.11 M=



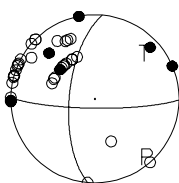
970425 1014
Z= 14.04 M=



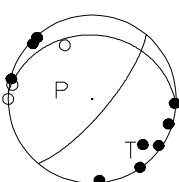
970627 19 0
Z= 5.77 M=



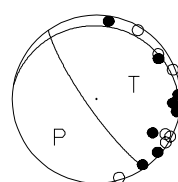
971108 156
Z= 3.00 M=



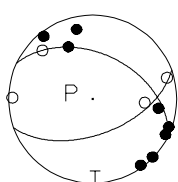
970309 19 7*
Z= 11.11 M=



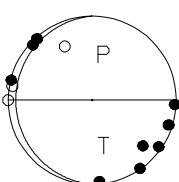
970425 1014*
Z= 14.04 M=



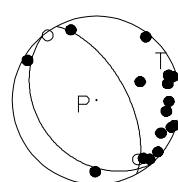
970702 1739
Z= 8.32 M=



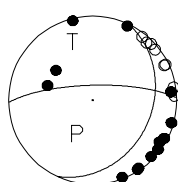
970309 19 7*
Z= 11.11 M=



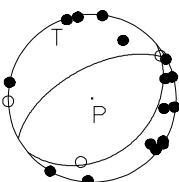
970513 818
Z= 12.89 M=



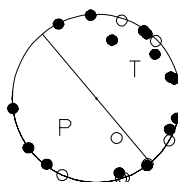
970725 17 0
Z= 9.92 M=



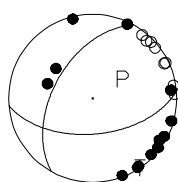
970318 1330
Z= 10.79 M=



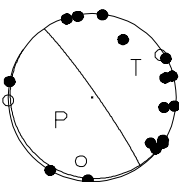
970513 923
Z= 16.20 M=



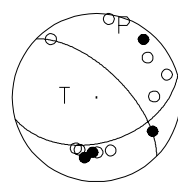
970725 17 0*
Z= 9.92 M=



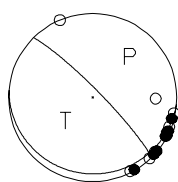
970318 1330*
Z= 10.79 M=



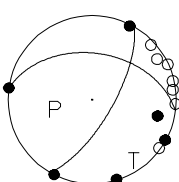
970616 1247
Z= 35.17 M=



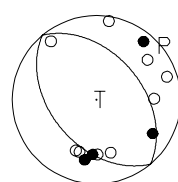
971107 2216
Z= 14.12 M=



970414 635
Z= 11.55 M=



970616 1247*
Z= 35.17 M=



971107 2216*
Z= 14.12 M=

